



Restitution des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie hyperfréquence. Application aux cyclones tropicaux

Corinne Burlaud

► To cite this version:

Corinne Burlaud. Restitution des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie hyperfréquence. Application aux cyclones tropicaux. Physique [physics]. Université de Versailles-Saint Quentin en Yvelines, 2003. Français. NNT : . tel-00005373

HAL Id: tel-00005373

<https://theses.hal.science/tel-00005373>

Submitted on 18 Mar 2004

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Restitution des profils de dégagement de chaleur latente par radiométrie hyperfréquence.

Application aux cyclones tropicaux.

THÈSE

présentée et soutenue publiquement le 22 décembre 2003

en vue de l'obtention du grade de

Docteur de l'Université de Versailles

(spécialité Méthodes Physiques en Télédétection)

par

Corinne Burlaud

Composition du jury

- Rapporteurs :* Frank Roux (Professeur, Université Paul Sabatier, Toulouse)
Christian Kummerow (Professeur, Colorado State University)
- Examineurs :* Guy Cernogora (Professeur, Université de Versailles St Quentin en Yvelines)
Françoise Guichard (Chargé de Recherche, CNRS, GAME)
- Directeur de Thèse :* M. Claude Klapisz (Professeur, Université Paris 7)
- Co-directeur de Thèse :* M. Nicolas Viltard (Chargé de Recherche, CNRS, CETP)

Mis en page avec la classe thloria.

Remerciements

Je tiens tout d’abord à remercier Claude Klapisz et Nicolas Viltard pour avoir dirigé cette thèse avec calme et patience. J’ai particulièrement apprécié les derniers mois et les conversations intéressantes sur les résultats avec Nicolas.

Mes remerciements vont également à Hervé Deferaudy et à Danièle Hauser qui en m’accueillant au sein du CETP m’ont permis de travailler dans de bonnes conditions.

Je remercie également tous les membres de mon jury d’avoir accepté de juger mon travail, et plus particulièrement de venir à ma soutenance en cette veille de Noël. Je suis très reconnaissante à Christian Kummerow d’avoir accepté d’être rapporteur de ma thèse écrite en français, (mal)heureusement pour lui.

Je ne peux que remercier milles fois le mister des îles et sa passion cyclonique pour son soutien et surtout son aide précieuse, toujours là dans les moments critiques.

Un grand merci à tout le département ABM venu me soutenir pour le jour J et à ceux du laboratoire qui n’ont pu être présents mais qui m’ont accompagnée par leurs encouragements. Je tiens quand même à remercier plus particulièrement Georges pour sa gentillesse et son tact lors de la relecture et pour toutes les fois où il est venu s’enquérir de ma lente avancée. Je remercie ceux qui m’ont aidée par leurs remarques et critiques constructives lors de la préparation de la soutenance : Alain, Dominique, Georges, Nicolas et Cathy...

Je n’oublierai pas Monique qui partagea mon bureau durant ces trois ans et tous les stagiaires et post-docs qui sont venus squatter un coin de table dans notre bureau, en particulier Pétronille, présente dans la dernière ligne droite de la rédaction ! Afin d’oublier personne, je tiens à remercier tous ceux qui ont croisé ma route au laboratoire les plus jeunes comme les plus...

Je ne peux m’empêcher d’avoir une pensée pour M. Dagois (professeur de lycée) qui a éveillé mon intérêt pour la physique, ainsi que pour Sylvain Ouillon et ses cours de télédétection...

Je tiens à remercier ma famille pour son soutien, surtout dans les moments de crise à des heures parfois indues... Pardonnez ma grande faiblesse !

En vrac un grand merci à ceux qui m’ont supportée tout au long de cette thèse : Lina (et son rire et ses repas revigorants), Cécile (et son éternel optimisme), Vincent (et ses disques) et Laurie (et sa bonne humeur légendaire), Christophe (et son scooter), Michèle & Flavie, Flo, Virginie, David & Malika, Simon, Alex, Pierre-Sylvain, Cédric et les habitants de la “Clovely House”

Et enfin, Last But Not Least, mon Marvin à moi et sa malette d'espoir, d'amour et de patience...et bien sûr Lulutte...

Résumé

Les cyclones tropicaux, gigantesques machines thermiques redistribuent l'énergie entre les régions chaude et froide du globe. Cette énergie (chaleur latente) provient surtout des processus de condensation. La connaissance de la chaleur latente devrait améliorer la prévision de l'évolution de ses systèmes dévastateurs détectables par satellite. TRMM lancé en 1997, permet la restitution des contenus en hydrométéores grâce à des mesures couplées radar/radiomètre (PR/TMI). Cette thèse porte sur la restitution de la chaleur latente. On a donc développé un algorithme original de type bayésien utilisant des bases de données, construites à partir des mesures du PR. Cette méthode, appliquée au cyclone Bret (1999) a été validée par comparaison avec des résultats de mesures aéroportées et sol. On reproduit assez bien sur ce cas une structure énergétique propre à différents stade de son évolution. Une étude statistique pourrait ainsi permettre un diagnostic de l'évolution.

Mots clés : Cyclone tropical, radiomètres micro-ondes passives satellites, radars satellite, méthodes d'inversion de type bayésien, chaleur latente.

Abstract

Atmospheric circulation is driven by heating exchanges involved in condensation processes in precipitation. Hurricanes are huge thermal machines that transport energy from warm to cold regions through latent heat implied in condensation processes. Latent heat estimates should improve forecasting of the evolution of these disastrous system which are detectable by satellite. TRMM, launched in 1997, allows retrieving of hydrometeors contents thanks to coupled radar/radiometer (PR/TMI) measurements. In this context, an bayesian algorithm, using an original data base built form PR measurements, was developped. This retrieval method, applied to hurricane Bret (1999), was validated by comparison with results from airborne and ground-based data. The energetic structure typical for three very different stages of Bret's evolution are analysed in terms of energy budgets. Systematic studies on pre-hurricane and hurricanes could be conducted using this method to provide a diagnostic tool for the system's evolution.

Keywords : Tropical Cyclone, passive microwave radiometer aboard satellite, satellite radar, bayesian retrieval method, latent heat.

Table des matières

Introduction	1
---------------------	----------

Partie I Les cyclones tropicaux et la chaleur latente	7
--	----------

Chapitre 1

Outils théoriques

1.1 Généralités sur les cyclones	10
1.1.1 Introduction	10
1.1.2 Formation et intensification d'un cyclone	11
1.1.3 Description d'un cyclone à maturité	16
1.2 Premières études, premiers résultats sur les bilans d'énergie	26
1.2.1 Avant les satellites : restitution grande échelle et synoptique	26
1.2.2 Apparition des satellites : restitution grande échelle	32

Partie II Principe et méthodologie	35
---	-----------

Chapitre 2

Dispositif Expérimental

2.1 La mission TRMM	38
2.1.1 TMI, radiomètre de TRMM	39
2.1.2 PR, radar précipitation de TRMM	40
2.1.3 Remarques	40
2.2 Inversion des données radiométriques	41
2.2.1 Différentes méthodes	41
2.2.2 Résumé, principaux résultats	41
2.2.3 Article	50

2.2.4	Complément et conclusion sur la validation	83
2.3	Restitution du champ 3D de pluie	85
2.3.1	Enrichissement de la base de données	85
2.3.2	Résultats de l'inversion	87
2.3.3	Qualité de la restitution	89
2.4	Restitution des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente . .	94
2.4.1	Estimation de Q_H	94
2.4.2	Estimation des vitesses limite de chute (V_T)	99
2.4.3	Comparaisons avec les autres méthodes de restitution	102
Partie III	Application au cas de l'ouragan Bret (22-23 Août 1999)	105
Chapitre 3 Cas d'étude : Le cyclone Bret		
3.1	Le cyclone Bret, août 1999	108
3.1.1	Historique	108
3.1.2	Observations de TRMM	110
3.2	Bilans de chaleur latente	112
3.2.1	Détermination de la vitesse verticale de l'air (w)	112
3.2.2	Evaluation de la contribution des différents termes du bilan de chaleur latente	118
3.2.3	Profils de chaleur latente	126
3.3	Validation à partir des données aéroportées	135
3.3.1	Le CMRS , Les missions avions et mesures terrestres	135
3.3.2	Traitement des données avions et terrestres	136
3.3.3	Résultats des bilans de chaleur	143
	Conclusions et perspectives	153
	Bibliographie	157
Partie IV	Annexes	171
	Annexe A Liste des symboles	173
	Annexe B Etude de sensibilité sur la glace	177
B.1	Description générale du modèle de transfert radiatif	177

B.2	Effets du vent de surface	178
B.3	DSD, PSD et loi de densité	180
B.4	Comparaisons des températures de brillance	184

Table des figures

1	Représentation de l'incidence des radiations solaires en fonction de la latitude considérée.	2
2	Représentation du bilan énergétique en ($W.m^{-2}$) en fonction de la latitude. . . .	3
3	Caractéristiques schématiques de la circulation atmosphérique.	4
1.1	Différents stades d'une perturbation tropicale.	11
1.2	Modèle conceptuel de cyclogénèse tropicale à partir d'un MCS.	14
1.3	Représentation de la structure d'un champs de réflectivité à 2.5 km d'un cyclone mature de l'hémisphère Nord.	17
1.4	Schéma de la circulation secondaire dans le cœur d'un cyclone tropical.	19
1.5	Cycle de Carnot appliqué à un cyclone tropical	21
1.6	Emagramme	23
1.7	Stades des cyclones tropicaux	24
1.8	Représentation de profils moyens de source de chaleur et de puits d'humidité apparents normalisés au-dessus de différentes régions.	30
1.9	Comparaison de profils verticaux de Q_1 normalisés par les taux de pluie pour des moyennes prises sur une région convective et une région stratiforme.	32
2.1	Illustration du principe d'échantillonnage des instruments dédiés à la mesure des précipitations dans la mission TRMM	38
2.2	Illustration de TMI, radiomètre de TRMM	39
2.3	Caractéristique du radiomètre TMI	39
2.4	Distribution horizontale des pixels du PR et des centres du pixel du canal 85 GHz de TMI sur une portion d'orbite de TRMM.	56
2.5	Histogramme des taux de pluie de la base de données.	61

2.6	Histogramme 2-dimensions de la pluie restituée.	65
2.7	Evolution de l'erreur relative et de sa déviation standard en fonction de l'intensité des taux de pluie.	68
2.8	Coupe horizontale de la réflectivité du PR à 2.5 km d'altitude.	69
2.9	Coupe horizontale de la classification Convective/Stratiforme basée sur le PR. . .	70
2.10	Coupe horizontale des taux de pluie du PR à 2.5 km.	71
2.11	Coupe horizontale du taux de pluie du PR à la résolution de la fréquence 37 GHz. 72	
2.12	Représentation du canal horizontal du 10 GHz et du 85 GHz au-dessus du cyclone Bret.	73
2.13	Coupes des indices d'émission et de diffusion du 10, 19, 37 et 85 GHz et de la pluie restituée pour la pluie de surface de BRAIN et l'estimé de la pluie du PR moyenné à la résolution du 37 GHz.	75
2.14	Coupe horizontale du taux de pluie restitué par l'algorithme Brain à partir des températures de brillance de TMI à la résolution du 37 GHz.	76
2.15	Comparaison des taux de pluie restitués à partir de TMI et des taux de pluie restitué à partir du PR.	77
2.16	Coupes verticales des contenus en hydrométéores ($g.m^{-3}$) du PR à la résolution du 37 GHz et restitués à l'aide de l'algorithme BRAIN.	88
2.17	Représentation de l'erreur relative par altitude de la pluie restituée en fonction des précipitations de référence moyennées par classe.	90
2.18	Représentation de l'écart type entre les précipitations restituées et celle de la base de données (PR, référence) en fonction de l'altitude par classe de précipitation. .	91
2.19	Coupes verticales des contenus en pluie et en glace et de leurs vitesses terminales de chute pour l'orbite 0967 du 21 août 1999 de Bret	101
3.1	Illustration de la saison cyclonique de l'été 1999 dans l'Atlantique Nord.	108
3.2	Trajectoire du cyclone Bret du 18 au 25 août 1999.	109
3.3	Coupe horizontale de la réflectivité du PR à 2.5 km d'altitude. Les dégradés de gris correspondent à 15, 25, 35, 45 dBz respectivement du plus sombre au plus clair. 110	
3.4	TB des canaux de TMI	111
3.5	Exemple d'un profil vertical de vitesse de la simulation et régressé. (b) Rms's et biais (Sorties de simulation du 22/08/99 à 18UTC).	116

3.6	Coupe horizontale à 4 km d'altitude et coupe verticale de la vitesse verticale restituée pour l'orbite du 21 août 1999.	118
3.7	Illustration de coupes horizontales des termes d'advection verticale et sédimentation des précipitations à 4 km d'altitude.	121
3.8	Illustration de coupes horizontales des fonctions de production de précipitation et de nuage à 4 et 5 km d'altitude respectivement.	122
3.9	Coupes verticales des termes de sédimentation et de transport vertical de précipitation et des fonctions de production de précipitation et de nuage pour l'orbite 0967 du 21 août 1999 de Bret	125
3.10	Représentation de l'évolution de la pression minimale et du vent maximal au sein du cyclone Bret du août au août 1999.	126
3.11	Coupe horizontale à 4 km d'altitude et verticale du taux de production/absorption de chaleur latente au sein du cyclone Bret (orbite 9967, le 21/08/99 à 23 UTC). .	128
3.12	Coupe horizontale à 4 km d'altitude et verticale du taux de production/absorption de chaleur latente au sein du cyclone Bret (orbite 9979, le 22/08/99 à 17 UTC). .	131
3.13	Coupe horizontale à 4 km d'altitude et verticale du taux de production/absorption de chaleur latente au sein du cyclone Bret (orbite 09947, le 20/08/99 à 16 UTC). .	132
3.14	Coupes verticales des profils moyens de taux de production/absorption de chaleur latente pour les pixels convectives et stratiformes des orbites # 9947 # 9967 et # 9979.	133
3.15	Stratégies de vol des avions WP3 et G-IV mise en place par la NOAA durant la mission XCDX	135
3.16	Illustration de coupes horizontales de la vitesse verticale de l'air à 4 km d'altitude pour des résolution de 3 et 12 km respectivement.	138
3.17	Illustration de coupes verticales des contenus en précipitations liquides et glacées et en nuage et des vitesses de chutes des particules liquides et glace et de la vitesse verticale.	141
3.18	Illustration du contenu intégré en humidité.	142
3.19	Illustration de coupes horizontales des termes d'advection verticale et sédimentation des précipitations à 5 km d'altitude.	146
3.20	Illustration de coupes horizontales des fonctions de production de précipitation et de vapeur à 5 km d'altitude.	147

3.21	Coupes verticales des termes de sédimentation et de transport vertical de précipitation et des fonctions de production de précipitation et de nuage.	148
3.22	Coupes verticales des termes de sédimentation et de transport vertical de précipitation et des fonctions de production de précipitation et de nuage pour l'orbite # 9967 du 21 août 1999 de Bret	150
B.1	Différentes lois de variation de l'émissivité en fonction du vent de surface pour les canaux 10H et 10V.	178
B.2	Variation de la densité de glace moyennée sur tous les diamètres en fonction du contenu en glace pour différentes paramétrisations.	182
B.3	Différentes distributions de taille de particule de glace (a) et de goutte d'eau pour un contenu de 3 g.m^{-3} . Nombre de particules en fonction du rayon.	184
B.4	Coupes horizontales à 10 GHz des TBs observées (orbite # 9967) le 21 août 1999 et des TBs simulées à partir de la restitution du PR.	185
B.5	Coupes horizontales à 85 GHz (polarisation H) des TBs observées (orbite # 9967) le 21 août 1999 et des TBs simulées à partir de la restitution du PR.	187
B.6	Superposition de coupes verticales le long des croix de coupes horizontales des figures des températures de brillance simulées et observées à 10 et 19 GHz le long d'un scan (115) de l'orbite #9967.	188

Liste des tableaux

1.1	Composites des études de bilans de chaleur et d'humidité à partir desquels les distributions de réchauffement et d'humidification sont faites pour les calculs diagnostiques selon Yanai et al 1973.	29
2.1	Principales caractéristiques du radar de TRMM (PR)	40
2.2	Valeurs des coefficients des lois de puissance.	58
2.3	Conversion des réflectivités en contenus en eau.	59
2.4	Eléments de la matrice d'erreur des variances-covariances empiriques comme une fonction polynomiale des taux de pluie.	64
2.5	Performances globales de Brain.	66
2.6	Performances globales de Brain pour le cas du cyclone Bret.	67
2.7	Etude comparative en terme de proportion de différentes classes d'intensité de pluie de la base de données.	83
2.8	Comparaisons des mesures de réflectivités Z et des taux de pluies R de TRMM et de radar P3.	84
2.9	Valeurs caractéristiques (moyennes et écart-types) des contenus en pluie restitués et de la base de données (référence) au sein du cyclone Bret. Ces valeurs ont été déterminées pour toutes les altitudes de la restitution et pour différentes classes de contenus en pluie.	92
2.10	Valeurs caractéristiques (moyennes et écart-types) des contenus en glace restitués et de la base de données (référence) au sein du cyclone Bret. Ces valeurs ont été déterminées pour toutes les altitudes de la restitution pour différentes classes de contenus en glace.	93

3.1	Table des coefficients de régression utilisés pour le calcul de la vitesse verticale déterminées à partir des sorties de la simulation de Bret du 22/08/99 à 18UTC. .	114
3.2	Valeurs des coefficients des lois de puissance pour la restitution des contenus en eau et en glace ($g.kg^{-1}$) et des vitesses de chutes ($m.s^{-1}$) à partir des réflectivités radar aéroportés	139
B.1	Coefficients utilisés pour la relation N(D) pour différentes paramétrisations. . . .	181
B.2	Coefficients utilisés pour la relation masse-diamètre pour différentes paramétrisations.	181

Introduction

Le dégagement de chaleur latente atmosphérique, qu'est ce que c'est ?

Le dégagement de chaleur latente correspond à l'énergie libérée ou absorbée par l'air quand l'eau change de phase. Au cours des phénomènes d'évaporation ou de fusion, on a absorption d'énergie et refroidissement de l'air en général. La condensation (passage de l'état gazeux à l'état liquide) est le phénomène inverse, elle ne se produit pas nécessairement au même moment ni au même endroit. Lors de la condensation, qui se matérialise par la formation de nuages, on a libération d'énergie et l'air se réchauffe en général. Un dégagement de chaleur latente intervient ainsi dans tous les changements de phase du cycle de l'eau.

Au niveau planétaire

Les 3/4 de l'énergie qui gouverne la circulation atmosphérique proviennent des échanges de chaleur impliqués dans le processus de condensation lié aux précipitations liquides ; le 1/4 restant, quant à lui provient directement du rayonnement solaire. Dans les régions tropicales, l'énergie solaire reçue par une surface unité (W/m^2) est plus intense qu'aux moyennes et hautes latitudes, de par la rotondité de la terre ; les rayons du soleil atteignant le sol de manière plus directe à l'équateur qu'aux pôles (cf figure 1).

Les propriétés radiatives de l'atmosphère conduisent à une absorption importante du rayonnement incident par les couches océaniques superficielles. L'équilibre thermique implique une perte d'énergie, qui se réalise principalement, via un flux d'eau sous forme de vapeur de l'océan vers l'atmosphère. Lorsque toutes les conditions sont réunies (température, pression, humidité), il s'ensuit une transformation de la vapeur d'eau en gouttelettes ou en cristaux de glace (condensation/sublimation) visibles alors sous forme de nuage. C'est à travers ce processus de formation

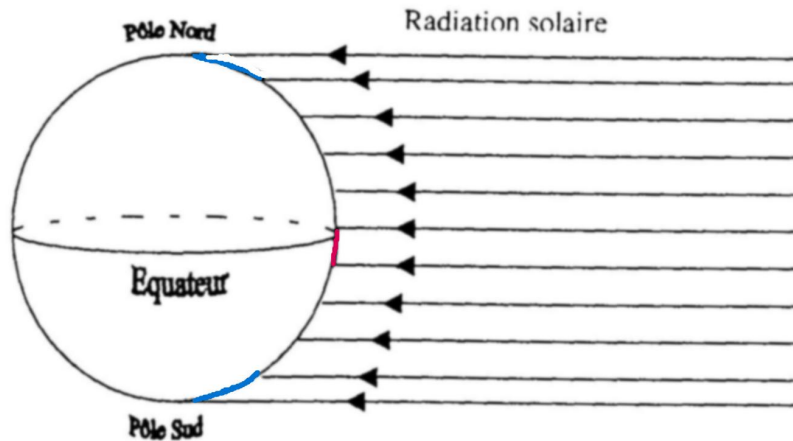


FIG. 1: Représentation de l'incidence des radiations solaires en fonction de la latitude considérée. L'énergie solaire reçue par unité de surface ($W.m^{-2}$) est plus importante à l'équateur qu'aux pôles.

de nuages que l'énergie emmagasinée par la particule d'air initiale est libérée dans l'atmosphère environnante (chaleur latente). Tandis que le réchauffement de l'atmosphère a lieu principalement au voisinage de la surface, la chaleur latente libérée par condensation intervient à plus haute altitude, là où l'impact sur la circulation atmosphérique de grande échelle est le plus important. Les amas nuageux et les cyclones des régions tropicales, impliquant de violents orages convectifs, sont une manifestation évidente de cette libération de la chaleur latente. Moteur de la circulation générale de l'atmosphère, cet excès d'énergie (Figure 2) dans ces latitudes, induit des circulations de l'air à grande échelle (cellules de Hadley ou de Walker : cf figure 3) qui contribuent à la redistribution de cet excédent vers les plus hautes latitudes, influençant ainsi le climat des latitudes moyennes (BEST¹, 1988).

Les perturbations des ondes tropicales telles que les ondes d'est (Landsea 1993, Avila and Petsch 1995) se renforcent grâce à l'énergie potentielle disponible des tourbillons, générée par la libération de chaleur latente de condensation (Yanai et al. 1973). Les particules d'air chargées en humidité au cours de leurs mouvements ascendants libèrent par condensation une importante quantité de chaleur latente qui est compensée au premier ordre par le refroidissement de l'air dû à la détente. Ces particules alors plus chaudes que l'environnement vont être éventuellement transportées vers le sommet des nuages. L'atmosphère des régions tropicales et celle des régions tempérées sont

¹Bilan Énergétique du Système Tropical. Objectifs scientifiques et définition préliminaire d'une mission spatiale dans le cadre des programme GEWEX et Géosphère-Biosphère, CNES, 58 pp., septembre 1988

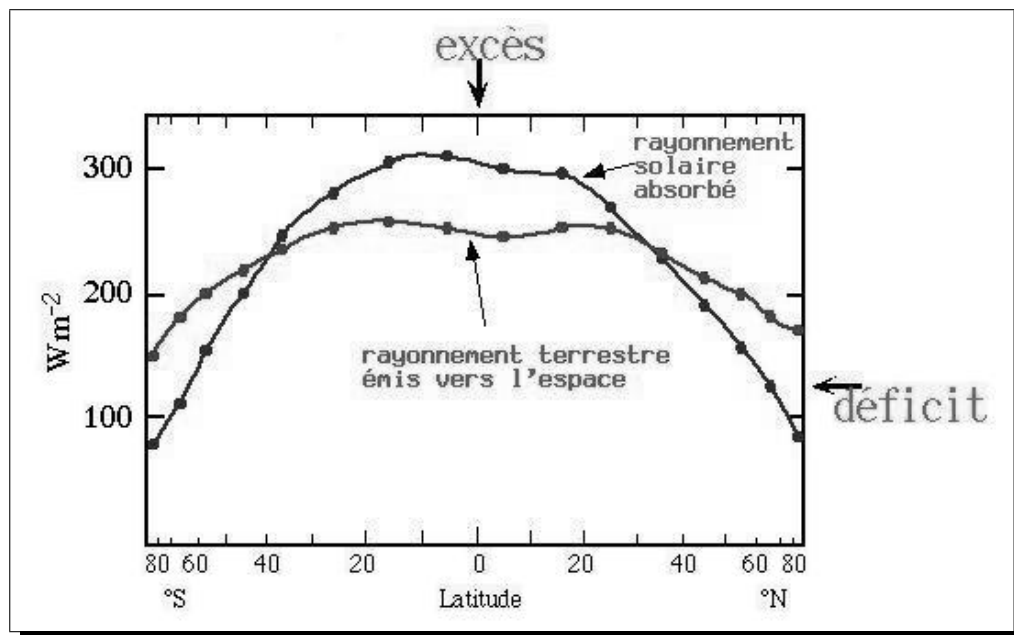


FIG. 2: Dépendance du bilan énergétique ($W.m^{-2}$) avec la latitude. Les hautes et moyennes latitudes ($|\lambda| > 30^\circ$) des deux hémisphères sont en déficit alors que les régions tropicales ($|\lambda| < 30^\circ$) présentent un excès d'énergie. Afin d'assurer un certain équilibre thermique moyen, l'atmosphère joue le rôle de transporteur d'énergie des plus faibles latitudes vers les plus hautes.

couplées (cf figure 3) : Les latitudes moyennes sont dominées par les phénomènes climatiques qui se forment quand la cellule de Hadley devient instable et se divisent en une multitude de petits systèmes où alternent basses et hautes pressions. C'est sur les régions qui en sont affectées que naissent les tempêtes. Par conséquent, la prévision à moyen et à long terme de mouvements atmosphériques aux latitudes moyennes est conditionnée par une prévision précise dans les régions tropicales. Pour des raisons socio-économiques évidentes (une partie de la population du Globe vit dans les régions tropicales et dépend de l'agriculture, elle-même tributaire du temps), la compréhension de la dynamique de ces régions et la quantification des précipitations dont elles sont le siège constituent alors des objectifs majeurs.

Parmi les nombreux systèmes convectifs de moyenne échelle générés dans les zones tropicales, nous avons choisi de privilégier l'étude des cyclones pour des raisons que nous examinons maintenant.

Au sein des cyclones

Le dégagement de chaleur latente est la source majeure d'énergie de ces phénomènes météorologi-

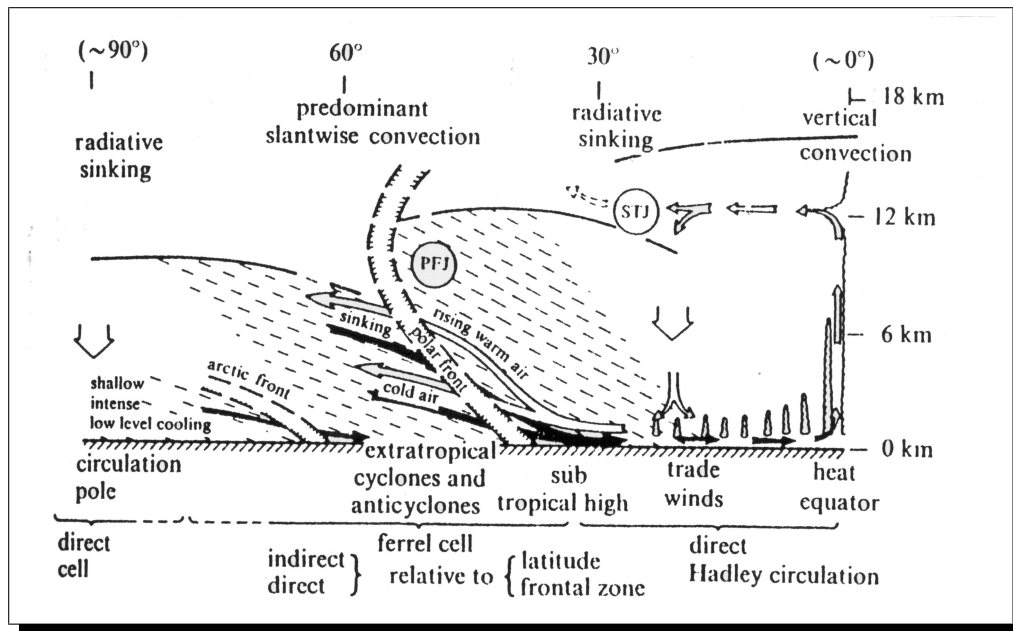


FIG. 3: Caractéristiques schématiques de la circulation atmosphérique en hiver montrant la circulation de Hadley dans les Tropiques, la convection oblique aux latitudes moyennes et hautes (Palmén and Newton, 1969).

ques. La vapeur d'eau extraite de la surface de la mer va être transformée en énergie mécanique dans le cyclone tropical. Ainsi, un cyclone tropical d'intensité moyenne produit une énergie équivalente à plusieurs centaines de centrales nucléaires à pleine puissance dans un espace et un temps limité. Les cyclones agissent donc comme une soupape de sûreté des océans et contribuent à une redistribution énergétique efficace entre les zones surchauffées du globe et les régions plus froides (cf paragraphe ci-dessus). Les connaissances de l'évolution spatio-temporelle des distributions de chaleur diabatique dans les orages individuels, tels que les cyclones tropicaux, est utile pour diagnostiquer les orages et pour les applications de prévisions (Raymond et al. 1995 ; Peng and Chang 1996 ; Karyampudi et al. 1998).

Le but de ce travail est l'obtention de ce paramètre primordial qu'est le dégagement de chaleur latente à partir de mesures de radiomètre satellite micro-ondes passives dans les systèmes précipitants. Les mesures satellites ont pour avantage un échantillonnage global et continu, même si leurs résolutions n'égale pas encore celles des mesures aéroportées, terrestres ou bateaux. Ce travail est focalisé sur l'étude des cyclones tropicaux, bien définis spatialement et temporellement dont les échelles caractéristiques sont compatibles avec la résolution des données spatiales. Les cyclones présentent une structure assez bien définie avec des régions de convection active (mur de l'oeil et bandes spiralées) et des zones de précipitations stratiformes. De plus,

leur durée de vie permet de suivre leur évolution sur plusieurs orbites, et enfin l'organisation de leur structure est bien corrélée à leur évolution temporelle et à la distribution des taux de libération et absorption de chaleur latente. Enfin, on dispose d'une réserve importante et diversifiée de données aéroportées et dropsondes collectées par les avions de la NOAA au sein et dans l'environnement des cyclones au cours des campagnes d'observations annuelles et de radiosondages des stations météorologiques terrestres que l'on va pouvoir utiliser comme outil de validation et de comparaison.

Dans la première partie, on présente quelques généralités sur les cyclones au cours des phases de formation, d'intensification et à maturité. Les échanges de chaleur impliqués sont présentés au cours des descriptions des mécanismes mis en jeu suivant les différentes théories. En effet, bien que l'on puisse décrire assez bien un cyclone en terme de structure, on ne connaît pas encore exactement tous les mécanismes mis en jeu. Par ailleurs, dans cette même partie, on fait l'état des connaissances sur les premières études de restitution de la chaleur latente.

Dans une deuxième partie, on expose l'instrumentation du satellite TRMM grâce à laquelle on a pu mener notre étude. On explicite alors de manière détaillée la méthode d'inversion de la mesure du radiomètre de TRMM, TMI. L'algorithme mis en place, du nom de BRAIN permet ainsi de restituer les profils d'hydrométéores (précipitations liquide et glace, neige...) au sein de systèmes précipitants à partir desquels on restitue les profils de chaleur latente. Puis, le calcul de chaleur latente que l'on utilise sera explicité et la contribution de chaque terme analysée. On compare enfin notre méthode à celles employées à ce jour afin d'expliquer notre choix.

Enfin, le dernier chapitre porte sur la restitution des profils de chaleur latente au sein du cyclone Bret (21-23 août 1999) largement échantillonné à l'aide de moyens d'investigation variés. Une partie expose les résultats obtenus à l'aide des profils d'hydrométéores restitués par BRAIN pour les orbites de TRMM du 20, 21 et 22 août 1999, qui ont détecté Bret à différents stades de son évolution. D'autre part, des missions avions, menées entre 20 et 23 UTC le 21 août 1999 dans Bret, nous fournissent un jeu de données utilisable pour la validation. On restitue alors les paramètres thermodynamiques nécessaires au calcul de chaleur latente et on compare les résultats ainsi obtenus à la restitution par satellite. Certains termes, tels que les transports horizontaux peuvent être restitués par les données avions qui fournissent un champ 3D du vent. On discute alors de l'impact de l'omission de ces termes dans la restitution par satellite.

Ce manuscrit de thèse comprend également deux annexes. L'annexe A fournit les symboles utilisés. Une étude de sensibilité à la paramétrisation de la glace est donnée dans l'annexe B.

Première partie

Les cyclones tropicaux et la chaleur latente

Chapitre 1

Outils théoriques

Sommaire

1.1	Généralités sur les cyclones	10
1.1.1	Introduction	10
1.1.2	Formation et intensification d'un cyclone	11
1.1.3	Description d'un cyclone à maturité	16
1.2	Premières études, premiers résultats sur les bilans d'énergie . .	26
1.2.1	Avant les satellites : restitution grande échelle et synoptique	26
1.2.2	Apparition des satellites : restitution grande échelle	32

Ce chapitre s’articule en deux parties. Dans la première, nous exposerons quelques généralités sur les cyclones, c’est à dire ses conditions de développement, les différentes théories sur les mécanismes mis en jeu lors de leurs phases de formation et d’intensification. Nous ferons ensuite une description tri-dimensionnelle d’un cyclone considéré mature en terme de structure et d’échanges d’énergie. La deuxième partie présentera les différentes études menées sur la restitution des profils de dégagement de chaleur et d’humidité puis de dégagement de chaleur latente en fonction des avancées technologiques des moyens d’investigation.

1.1 Généralités sur les cyclones

1.1.1 Introduction

Les perturbations atmosphériques tropicales sont caractérisées par l’intensité des vents en surface moyennés sur une durée de 1, 3 ou 10 minutes. La figure (1.1) illustre les différents stades d’une perturbation tropicale avant qu’elle devienne un cyclone. Notons que toutes les perturbations n’évoluent pas en cyclone. Lorsqu’à l’intérieur d’une masse nuageuse convective des indices de circulation cyclonique sont décelés, le système est alors désigné comme une **perturbation tropicale** (Fig. 1.1.a). Si la circulation se ferme dans les basses couches mais que les vents restent inférieurs à 17 m.s^{-1} , il devient **dépression tropicale** (Fig. 1.1.b). Les vents d’une **tempête tropicale** (Fig. 1.1.c) sont compris entre 17 et 32 m.s^{-1} (on appelle parfois **tempête tropicale forte** celle où les vents soufflent à plus de 24 m.s^{-1}). C’est quand les vents de surface atteignent le seuil des 34 m.s^{-1} que l’on est en présence d’un cyclone ou **ouragan** ou encore **typhon** (Fig. 1.1.d). Ces derniers sont alors caractérisés par leur intensité sur une échelle empirique établie en fonction du creusement de la dépression centrale et de la vitesse de vent (Echelle de Saffir-Simpson, Simpson 1974, Saffir 1977 ; échelle de Dvorak, Dvorak 1984).

Les études statistiques menées depuis une vingtaine d’années ont dénombré 80 à 85 phénomènes cycloniques en moyenne chaque année (Gray 1987, Frank 1987, Neumann 1993, McBride 1995). Ils sont tous localisés à des latitudes supérieures à 2.5° nord ou sud et la majorité d’entre eux (87%) évoluent dans les zones tropicales, soit à des latitudes inférieures à 20° . Ces événements se produisent en plus grande partie dans l’hémisphère Nord car les conditions ne sont pas favorables au développement de cyclogénèse sur l’Atlantique Sud et le Pacifique Sud-Est, et nous expliquerons plus loin pourquoi. Le maximum d’occurrence dans l’hémisphère Nord a lieu entre la fin de l’été et le début de l’automne boréal. Les cyclones tropicaux se forment à partir de

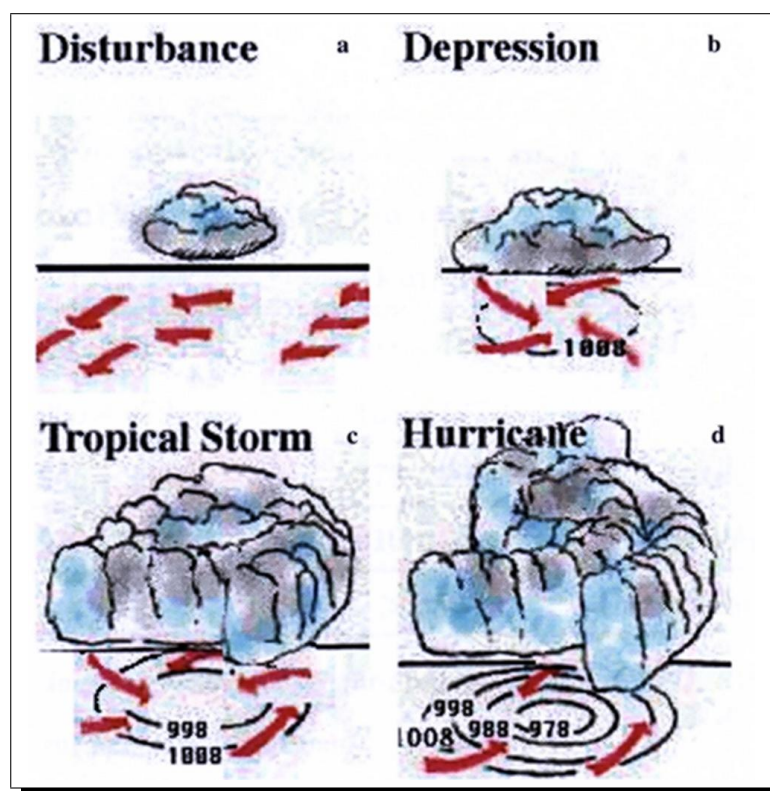


FIG. 1.1: Différents stades d'une perturbation tropicale. D'après Nuissier (2003).

perturbations pluvio-orageuses dont la taille peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. Ces amas appelés aussi “clusters” se forment puis se dissipent au cours d’une période de temps pouvant aller de quelques heures à une journée environ (Gray 1975, Frank 1987, Chan and Kwok 1999). Certains de ces événements sont capables de maintenir leur activité convective de manière persistante et d’évoluer ainsi en perturbations cycloniques. Nous discuterons dans les sections suivantes des conditions favorables et défavorables au développement des cyclones tropicaux, ainsi que des différentes théories sur les mécanismes impliqués dans la mise en place d’une cyclogénèse.

1.1.2 Formation et intensification d’un cyclone

Certaines périodes et certaines régions sont favorables à la formation d’un cyclone tropical car elles possèdent les critères indispensables à la mise en place d’une cyclogénèse. Ces critères énergétique (ou climatologique) et dynamique ont été mis en évidence à partir d’analyses composites de certains paramètres météorologiques et océaniques (Gray 1968, 1975 et 1987). Dans

un premier temps, nous en ferons une simple énumération, puis nous présenterons les différentes théories sur la formation et l'intensification d'un cyclone qui les prennent en compte.

Contraintes énergétiques :

- La température océanique entre la surface et au moins 60 mètres de profondeur doit être supérieure à **26.5°C** sur une importante étendue d'océan. Le système va en effet s'alimenter en puisant de l'énergie dans ces eaux chaudes sous forme de vapeur d'eau. Les eaux chaudes de surface permettent la restauration de l'énergie de la couche limite atmosphérique par un flux de chaleur latente et sensible. Cette condition énergétique est donc *sine qua non*. Les bassins du Pacifique sud-est et Atlantique sud fréquemment soumis à des remontées d'eaux froides ou upwellings sont donc des régions défavorables au développement de la cyclogénèse.
- L'humidité relative en moyenne troposphère doit être suffisamment élevée. La valeur minimale considérée nécessaire est de **70 %** entre les niveaux de pressions 700 et 400 hPa environ. La **saturation de la moyenne troposphère** est une des phases "clef" dans la transformation d'une perturbation tropicale en phénomène cyclonique.

Durant la saison cyclonique, ces conditions énergétiques sont présentes en quasi-permanence, mais on n'observe pas nécessairement d'activité cyclonique pour autant. Les perturbations cycloniques tropicales interviennent fréquemment lors de périodes actives de 2 à 3 semaines, entrecoupées de phases plus calmes de durées comparables. Ces variations sont probablement liées à une modulation des conditions d'environnement, plus ou moins favorables à la cyclogénèse. On doit donc également prendre en compte des contraintes de type dynamique. Différentes théories du développement d'une cyclogénèse basées sur ces contraintes seront ensuite présentées.

Contraintes dynamiques :

- Le mouvement tourbillonnaire ne va pouvoir s'amorcer qu'à des latitudes supérieures à **5 ou 6°**. En effet, ce tourbillon, proportionnel au paramètre de Coriolis, est nul à l'équateur.
- Le **cisaillement vertical** du vent horizontal doit rester **faible à modéré** entre la surface et les couches élevées ; une valeur inférieure à 10 m.s^{-1} de la surface au niveau 100 hPa est admise (Zehr 1992 ; DeMaria et al. 1993). En déformant la structure verticale du vortex, ce cisaillement vertical prévient son renforcement. De forts contrastes de vents, tant en

intensité qu'en direction, conduisent à répartir sur une large région l'énergie amenée en altitude par les courants ascendants, ce qui nuit à la formation ou le renforcement du phénomène cyclonique, le mouvement cyclonique serait en effet déformé. Le cisaillement est le précurseur dynamique majeur permettant de distinguer les systèmes convectifs évoluant en cyclones tropicaux et ceux ne se développant pas (McBride and Zehr 1981).

- Une **divergence** du vent ou une évacuation généralisée au niveau des couches supérieures de la troposphère permet au flux vertical de s'échapper et est nécessaire à l'entretien du système.
- Il faut une perturbation préexistante (lignes de grains, **ondes d'est**, MCSs,...) présentant un **tourbillon relatif** des basses couches **positif** (potentialité de cyclogénèse). C'est cette perturbation initiale qui, en se creusant, devient dépression tropicale, puis tempête tropicale et enfin ouragan.

Par ailleurs, compte tenu des fluctuations environnementales saisonnières (ENSO² : phénomène pluriannuel pour l'océan et la troposphère tropicale, QBO³ : phénomène pluriannuel pour la basse stratosphère) ou intrasaisonnière (oscillation dite de Madden-Julian), il est difficile de prévoir le moment exact de formation d'un cyclone. Des études ont permis la mise en évidence des conditions synoptiques favorables ou défavorables au développement de la cyclogénèse (McBride and Zehr 1981 ; Lee et al. 1989 ; Challa and Pfeffer 1990 ; Emanuel et al. 1993 ; Bister and Emanuel 1997), mais les détails à l'échelle moyenne et convective restent mal connus.

Mécanisme d'intensification et énergétique des cyclones :

Les perturbations tropicales initiant parfois un cyclone ont été minutieusement observées. Différentes théories tentent d'expliquer les mécanismes intervenant lors de la formation d'un cyclone afin d'améliorer leur prévision.

La formation et l'évolution de structures connues sous le nom de Vortex Mésos-Echelle (MCVs) à l'intérieur des parties stratiformes de systèmes convectifs de méso-échelles (MCSs) ont été bien documentées au cours de ces dernières années (Leary and Rappaport 1987 ; Brandes 1990 ; Bartels and Maddox 1991 ; Chong and Bousquet 1999 ; Rogers and Fritsch 2001). Ces MCSs possèdent des anomalies positives de température concentrées en moyenne et haute troposphère

²El-Niño-Southern Oscillation

³Quasi-Biennale Oscillation

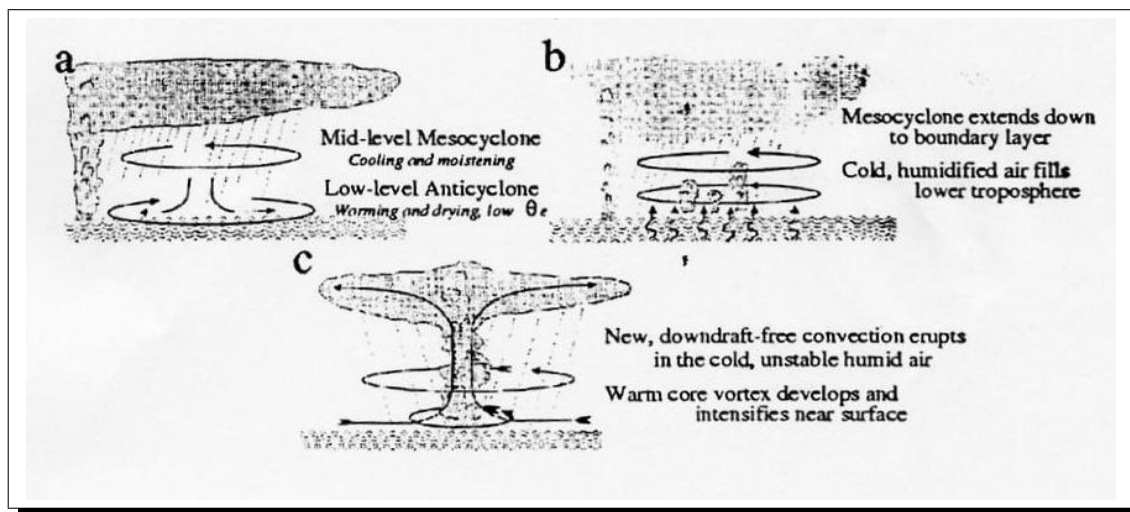


FIG. 1.2: Modèle conceptuel de cyclogénèse tropicale à partir d'un MCS. (a) L'évaporation des précipitations stratiformes refroidit et sature la partie supérieure de la basse troposphère conduisant à une diminution de θ_e en basse troposphère; les subsidences forcées entraînent un réchauffement et un assèchement de la zone inférieure. (b) Après quelques heures, une anomalie froide et relativement humide apparaît dans toute la basse troposphère. (c) La convection se développe à nouveau après que θ_e se soit reconstitué. Les détails sont donnés dans le texte. D'après Bister et Emanuel 1997.

associées à des maximums de tourbillons et des anomalies négatives de température dans les basses couches de la troposphère associées à une vorticité anticyclonique à la surface. Le mouvement cyclonique de moyenne troposphère dans les régions stratiformes des MCS est essentiellement dû, via la force de Coriolis à la convergence associée à l'ascendance de haute troposphère et à la subsidence de basse troposphère. Certaines études ont montré que de tels MCSs peuvent être les précurseurs d'une cyclogénèse tropicale (Velasco and Fritsch 1987, Laing and Fritsch 1993). On sait que la transformation d'un MCS en cyclone tropical dépend de la persistance de son activité pluvio-orageuse. La saturation en humidité des couches moyennes de la troposphère au sein de la zone étendue de précipitations stratiformes est un des critères énergétiques primordiaux. Même si l'on n'a pas élucidé de manière précise les mécanismes mis en jeu, cette saturation entraîne l'intensification du MCV par la réponse de l'atmosphère au chauffage convectif accumulé puis à sa descente de la moyenne vers la basse troposphère (Chen and Frank 1993). La figure (1.2) résume les mécanismes intervenant lors de la formation d'une cyclogénèse tropicale à partir de l'intensification d'un MCS (Chen and Frank 1993, Bister and Emanuel 1997). Elle illustre ainsi comment un système, de structure initiale à cœur froid se renforce et acquiert des caractéristiques similaires à celles d'une structure à cœur chaud représentative des cyclones

tropicaux.

Le refroidissement dû à l'évaporation (et le réchauffement stratiforme) engendre un vortex au niveau moyen avec un cœur chaud dans la troposphère supérieure et un cœur froid dans la troposphère inférieure. Initialement, le cœur froid de la basse troposphère s'étend au-dessus d'une couche d'air chaud et sec, résultant de subsidences forcées (Fig. 1.2a). Tandis que le système évolue, le vortex et l'anomalie froide s'étendent aux basses altitudes pour occuper toute la troposphère inférieure (Fig. 1.2b). L'extension du vortex à cœur froid dans la couche limite favorise à nouveau le développement de la convection, mais cette fois la moyenne troposphère fortement humide induit une diminution de l'évaporation de la pluie et va ainsi inhiber les subsidences. Le flux de chaleur ascendant n'est plus compensé par les courants froids descendants et des anomalies chaudes vont se constituer progressivement en altitude et se renforcer. Une dépression hydrostatique apparaît en surface et va à son tour augmenter les flux de chaleur à la surface. Bientôt, les bandes convectives commencent à s'enrouler autour de ce centre dépressionnaire. Au fur et à mesure de cet enroulement, se forme l'œil, zone de mouvements subsidents compensatoires dépourvue de nuages de moyenne et haute altitude et située au centre de la circulation cyclonique (Fig. 1.2c). Les flux océan-atmosphère jouent un rôle crucial dans le développement secondaire de la convection et dans la cyclogénèse. Rogers and Fritsch (2001) ont montré que le renforcement d'un MCS se produit en fait lors de chaque "bouffée" ou événement convectif, à travers une augmentation et une advection de vorticité cyclonique près de la surface et donc une accélération du vent tourbillonnaire à ce niveau.

Une explication de la génèse et du renforcement d'un cyclone tropical a d'abord été proposée au début des années 60 par Charney and Eliassen (1964) et Ooyama (1969b). Cette théorie, connue sous le nom d'Instabilité Convective du Second Ordre (**CISK**) repose sur l'hypothèse que le développement initial et l'évolution d'un cyclone résultent de la libération organisée (théorie linéaire) de l'instabilité conditionnelle préexistante. Suite à un chauffage important de l'atmosphère, une convergence de masses d'air conditionnellement instable va se mettre en place due à la friction à la surface et alimenter l'activité convective déjà en cours. La convection ainsi organisée agit comme une source de chaleur au centre du vortex et donc l'intensifie. Cela va induire une augmentation de la vitesse des vents de surface, puis l'advection d'humidité et finalement une possible rétro-action interviendrait alors. Cette théorie requiert implicitement le stockage et la disponibilité d'une quantité d'énergie convective importante dans l'atmosphère. Cependant, des études menées par Betts (1982) et Xu and Emanuel (1989) ont révélé que les

profils thermodynamiques moyens au-dessus des océans tropicaux sont associés à un faible stockage d'énergie convective. De plus, aux rares endroits où le stockage est important, il n'y a pas nécessairement de développements cycloniques.

Dans les années 80, une théorie alternative du mécanisme d'intensification, **WISHE** (Wind-Induced Surface Heat Exchange) a vu le jour. C'est Emanuel (1986) et plus tard Emanuel et al. 1994 qui l'ont énoncée. Elle est basée sur l'idée que la température potentielle équivalente (ou l'énergie totale) des particules d'air dans la couche limite atmosphérique augmente via les flux de chaleur et d'humidité, qui eux-mêmes dépendent de l'intensité du vent en surface. Un mécanisme de rétro-action intervient dans lequel l'augmentation des flux de surface accentue l'intensité du vortex, qui en retour augmente les flux de surface. L'accent est donc porté sur l'interaction du vortex en développement et les échanges à la surface de l'océan, la convection se limite ici à redistribuer l'énergie acquise à la surface. Les mécanismes d'interaction océan-atmosphère apparaissent donc primordiaux dans les processus d'intensification des cyclones tropicaux à travers ce transfert de vapeur d'eau (chaleur latente) depuis la surface vers l'atmosphère, la vapeur d'eau représentant véritablement le carburant de cette machine thermique que constitue le cyclone.

Finalement, ces diverses théories expliquent certains mécanismes intervenant lors de la formation de cyclone mais aucune n'est réellement satisfaisante. Mais, c'est la théorie WISHE qui est la plus généralement acceptée pour expliquer l'énergétique des cyclones tropicaux. Il paraît clair qu'une meilleure compréhension de ces derniers va de pair avec une bonne connaissance des échanges d'énergie sous forme de chaleur mis en jeu. Des études statistiques de bilans de chaleur sur les cyclones en phases de formation ou d'intensification pourraient apporter des réponses. Par exemple, Rodgers et al. (2000) a effectué des bilans de dégagement de chaleur latente à différents stades de la vie du cyclone Paka (1997) à partir desquels il a pu observer les implications du forçage de l'environnement.

1.1.3 Description d'un cyclone à maturité

Description en terme de structure

Les études menées depuis une vingtaine d'années aussi bien à partir d'observations par satellites ou de mesures par avions instrumentés que par radars au sol, ont permis de caractériser la structure d'un cyclone. (Holland 1985, Willoughby 1988, Roux 1993). La région centrale, un

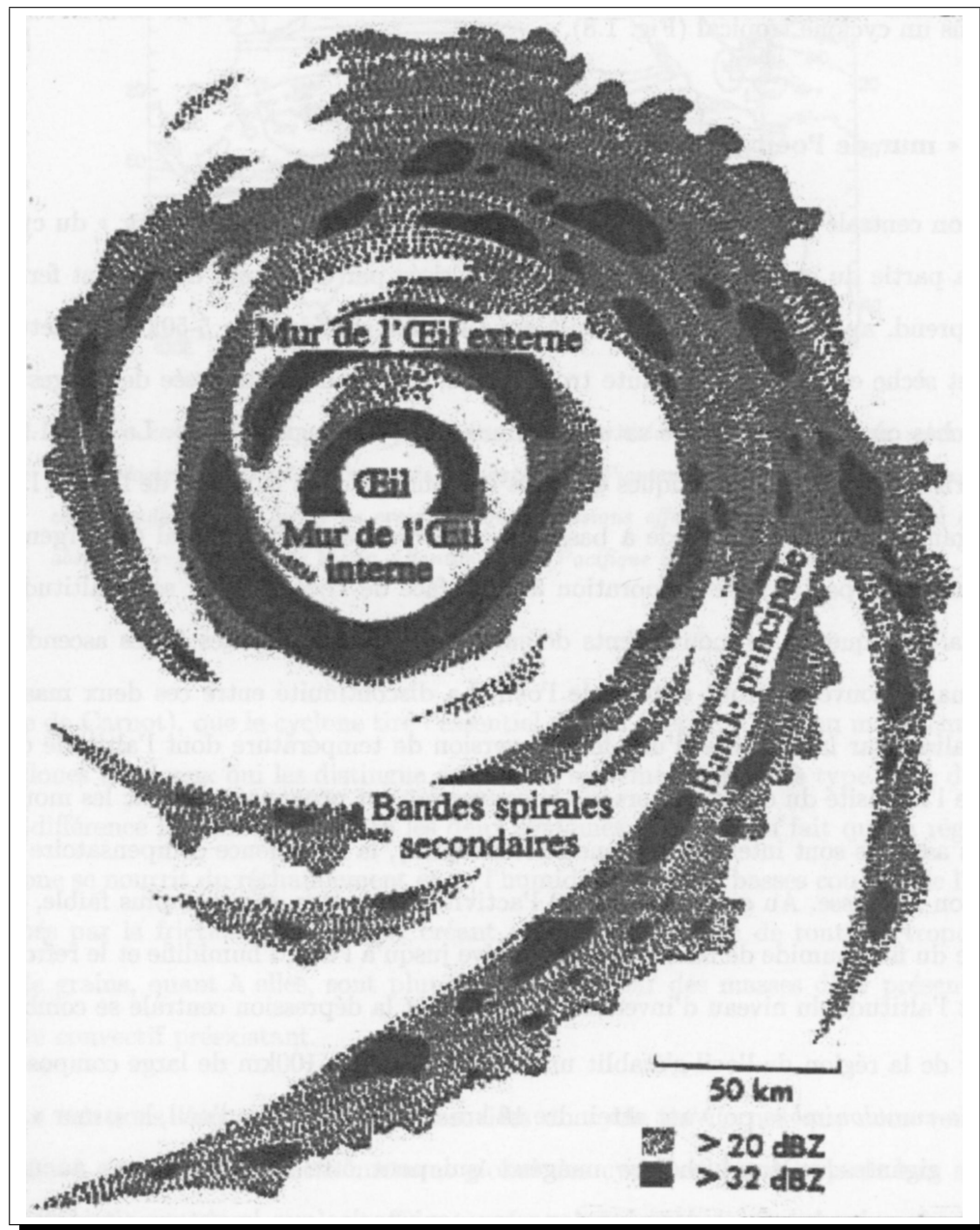


FIG. 1.3: Représentation schématique des principales bandes nuageuses et pluviieuses associées à un cyclone tropical à maturité. D'après Willoughby 1998.

disque dont le rayon varie entre 100 et 200 km, constitue le “cœur” du cyclone. Il s'agit de la partie du cyclone la plus active, caractérisée par des lignes de courant fermées et constituée par un vortex chaud. La force des vents tournant autour du centre décroît avec l'altitude mais toute l'épaisseur de la troposphère est concernée par le phénomène. Le cœur comprend l'œil (R environ 5-50 km), le mur de cumulonimbus de l'œil (R environ = 10 à 100 km de large) et

un certain nombre des bandes convectives spiralées qui s'enroulent autour comme l'illustre la figure (1.3). Cette dernière représente la structure de la réflectivité d'un cyclone tropical à une altitude de 3 à 5 km. Ces bandes ont une largeur comprise entre 5 et 50 km pour une longueur de 100 à 300 km (Wexler 1947). Elles sont formées principalement de précipitations stratiformes (Atlas et al. 1963; Marks 1985) mais contiennent des petites cellules de convection intense qui se renouvellent constamment (Maynard 1945; Barnes and Jorgensen 1983; Gall et al. 1998). La durée de vie de ces cellules est de 10 à 30 minutes. Elles apparaissent sur la partie interne de la bande, au vent et se déplacent au fur et à mesure de leur existence pour se dissiper vers l'extérieur sous le vent (Lidga 1955). La partie interne des bandes est la région où les ascendances sont les plus intenses alors que dans la partie externe on trouve les plus fortes subsidences (Ishihara et al. 1986).

Circulation primaire et secondaire

Compte tenu de la forte symétrie axiale (cf Fig. (1.3)), il est courant de considérer un cyclone tropical comme un cylindre de révolution. On peut donc ainsi décomposer la circulation des vents autour du centre en deux composantes : une circulation "primaire" ou tangentielle, et une circulation dit secondaire (radiale et verticale).

Les cyclones tropicaux sont précisément constitués, dans leur partie la plus intense (partie centrale ou cœur), par un tourbillon (ou vortex) à cœur chaud. Les vents cycloniques les plus violents demeurent près de la surface, juste au-dessus de la couche limite de friction. En-dessous du niveau 500 hPa environ, il y a très peu de variation du vent avec l'altitude, cependant en haute troposphère, le vent devient beaucoup plus faible et moins symétrique. Lors de l'étude de mesures radars aéroportées effectuées dans le cyclone Emily (22 septembre 1987), Marks et al. (1991) ont même constaté que le maximum de vent tangentiel s'éloignait du centre au fur et à mesure que l'on montait en altitude. De plus, la position des maxima des vents tangentiels (et radiaux) dépend du sens de déplacement du cyclone et de la direction de ce déplacement par rapport aux flux environnants. Dans le cas du cyclone Norbert (24-25 septembre 1984) par exemple, la position du maximum des vitesses verticales se trouvait sur la gauche par rapport à la direction de la trajectoire (Marks et al. 1992). Au niveau de la tropopause et au-delà de 200 km de rayon, les vents décroissent de manière significative et deviennent même anti-cycloniques. On a en effet une perte de moment cinétique par friction dans la branche convergente de la circulation secondaire.

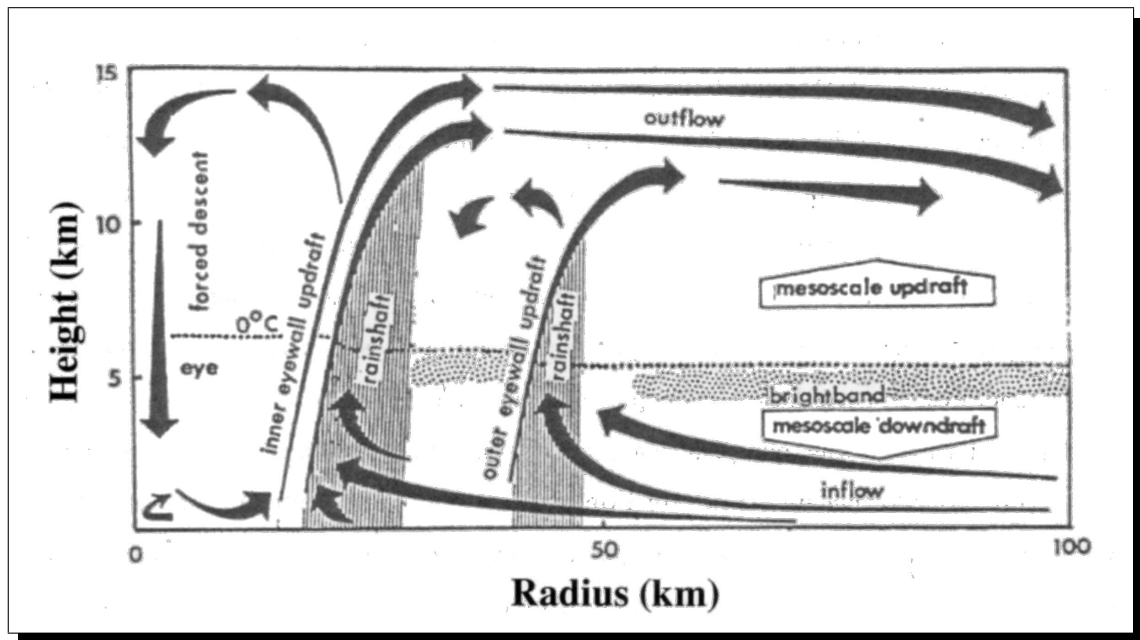


FIG. 1.4: Schéma de la circulation secondaire (radiale et verticale) dans le cœur d'un cyclone tropical. D'après Willoughby 1998.

La circulation secondaire (radiale et verticale) est à la fois une réponse à la perte de moment cinétique par friction à la surface de l'océan et une réponse à la libération de chaleur latente dans l'atmosphère par condensation dans le "mur de l'œil". La figure (1.4) en est une illustration à l'intérieur d'un cyclone mature. C'est une coupe verticale le long d'une radiale du centre de l'œil vers l'extérieur. La circulation secondaire permet une convergence des vents dans le système par les basses couches de la troposphère (entre la surface et les cinq premiers kilomètres), qui sont par la suite entraînés en altitude dans le mur de l'œil pour ensuite diverger en haute altitude au niveau de la tropopause (Marks et al. 1992). Ainsi, la circulation secondaire apporte au système l'énergie dont il a besoin pour se maintenir et se développer, sous forme de moment cinétique et d'énergie thermique. Elle permet le maintien de la circulation primaire grâce à la compensation des pertes d'énergie associées à la friction et au refroidissement radiatif au sommet de l'atmosphère (Rhiel and Malkus 1961). Dans la section 1.1.3, nous allons présenter la thermodynamique du cyclone sous forme d'un cycle de Carnot qui capte l'essence du problème thermodynamique même si il ne représente pas exactement la réalité.

D'autre part, on peut voir qu'il y a des subsidences dans l'œil ce qui explique que ce soit une zone d'air clair. Les mouvements horizontaux y sont faibles et l'air y est chaud et sec (Jordan 1961). Dans ce schéma, la représentation de l'œil est simplifiée, on la verra plus en détail

par la suite (section 1.1.3). Le mur de l'œil, quant à lui est une région de convection intense, où les ascendances sont les plus importantes. L'air y est saturé et les mécanismes de transformation de chaleur latente en chaleur sensible qui s'y produisent génèrent à la fois des précipitations intenses et une forte nébulosité. A la suite d'analyses de mesures radar Doppler dans le mur de l'œil, Black et al. (1991) et Black (1993) ont constaté que la majorité des vitesses verticales se trouvent entre -3 et $+5 \text{ m.s}^{-1}$, moins de 1% de celles-ci excédant 10 m.s^{-1} . La plupart de ces mouvements verticaux occupent des petites zones situées dans le mur de l'œil. On notera la grande variabilité des situations : chaque cyclone est un cas particulier, mais présente des similitudes avec les autres. Par exemple, tous les cyclones présentent deux circulations d'importances différentes, une circulation horizontale (tangentielle et radiale) et une circulation verticale. Selon leur intensité et leur environnement, les cyclones présentent néanmoins des degrés d'organisation assez variables entre circulation primaire et secondaire. Ils ont la même structure générale avec un œil, un mur et des bandes ... On retiendra donc que les précipitations ont globalement un caractère plutôt stratiforme, avec une convection soutenue mais localisée dans l'œil et les bandes convectives.

Thermodynamique

En première approximation, un cyclone tropical peut être considéré comme une gigantesque machine thermique. Pour donner une idée de l'ampleur de cette machine et des énergies mises en jeu, voici quelques chiffres pour une région située dans un rayon d'environ 200 km autour du centre du cyclone :

- le taux de chauffage moyen de l'atmosphère dû à la condensation de la vapeur d'eau entre la surface et le niveau 100 hPa est de l'ordre de **25°C par jour**,
- le taux de précipitation associé est de **10 cm de pluie** par jour,
- le flux de chaleur latente de l'océan vers l'atmosphère atteint des valeurs de **1000 à 2000 W.m^{-2}** dans le coeur du cyclone, là où les vents de surface sont les plus forts (le flux de chaleur sensible est environ 10 fois plus faible que le flux de chaleur latente. En effet, la différence de température entre la surface de l'océan et l'atmosphère dans les régions tropicales dépasse très rarement **1 à 2°C**).

Une approche originale pour décrire les mécanismes d'un point de vue énergétique a été proposée par Emanuel (1986). D'un point de vue purement dynamique, la circulation secondaire est considérée comme un cycle de Carnot. Le système transforme l'énergie thermique extraite de

l'océan en énergie cinétique, l'océan et la troposphère jouant respectivement le rôle de la source chaude et de la source froide. La machine est ainsi ditherme comme l'illustre la figure (1.5) et est caractérisée par un cycle de transformations thermodynamiques.

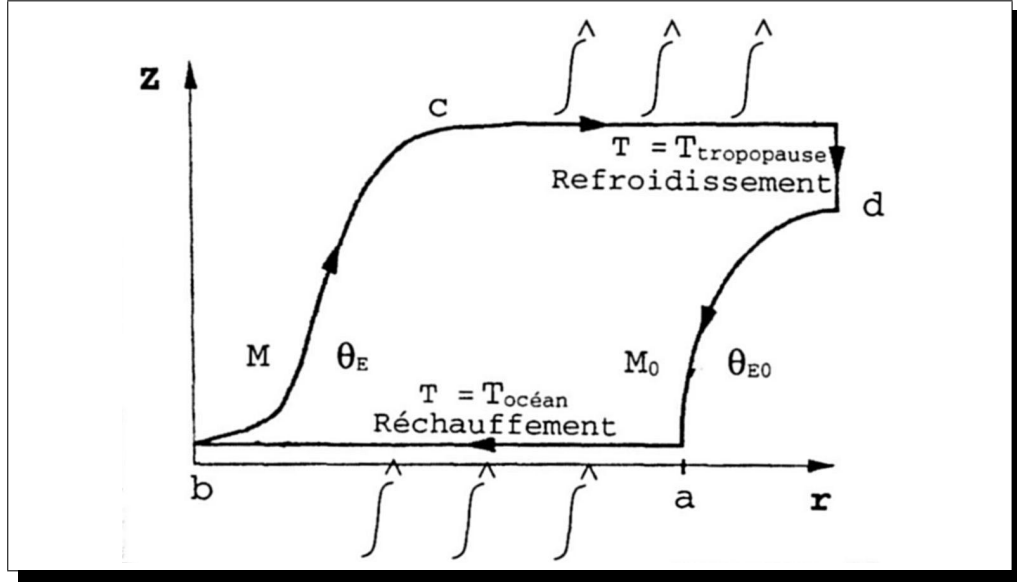


FIG. 1.5: Un cyclone tropical schématisé sous forme d'un cycle de carnot. M représente le moment cinétique avec : $M = V_{Ts}r + fr^2/2$ et, θ_e la température potentielle équivalente. L'indice (0) désignent les valeurs d'environnement. D'après Emanuel 1986.

Le cycle de Carnot comprend deux transformations isothermes ($a \rightarrow b$ et $c \rightarrow d$) reliées entre elles par des évolutions adiabatiques ($b \rightarrow c$ et $d \rightarrow a$). Chacune de ces transformations isothermes correspond à des échanges d'énergie avec l'extérieur respectivement soit sous forme de chaleur soit sous forme de travail. Le système "pompe" de l'énergie à la source dite chaude et la restitue à la source dit froide. Dans les basses couches de l'atmosphère, la particule d'air gagne de l'énergie par décompression, et surtout suite à une forte humidification au cours du chemin $a \rightarrow b$. L'énergie totale mesurée par la température potentielle équivalente augmente alors de θ_{E0} , valeur de l'environnement à θ_E . Dans le même temps, le frottement de l'air à la surface de l'océan réduit son moment cinétique qui diminue de la valeur d'environnement M_0 , à la valeur M à proximité du centre de circulation (Viltard 1995, Roux and Viltard 1997, Nuissier 2003). Au cours du trajet $b \rightarrow c$, la valeur de θ_E demeure quasi constante et les particules d'air subissent seulement une détente adiabatique où une partie de la chaleur latente va se transformer en chaleur sensible, en énergie cinétique et potentielle. Arrivées au niveau de la tropopause, les particules d'air s'éloignent du centre du cyclone ($c \rightarrow d$), puis perdent progressivement de

l'énergie suite au rayonnement vers l'espace (θ_E diminue vers la valeur de l'environnement θ_{E0}). La dernière branche du cycle est une compression adiabatique "virtuelle" (c'est à dire que l'on ne suit pas réellement une particule) le long d'une ligne iso-moment cinétique qui relie **d** et **a**. Les particules d'air regagnent du moment angulaire par interaction avec la circulation atmosphérique de plus grande échelle.

Ce modèle très simplifié permet de comprendre un mécanisme tout à fait spécifique des cyclones. Au cours d'un cycle de Carnot, le système gagne son énergie le long de la transformation isotherme chaude. Dans le cyclone, il s'agit donc de l'entrée de l'air radialement par les basses couches (branche **a-b**). Ce n'est pas l'instabilité convective de l'atmosphère qui fournit de l'énergie, mais l'océan superficiel, via la circulation secondaire qui l'extrait. Autrement dit, ce n'est pas l'air chaud qui génère une ascendance pour des raisons de flottabilité par rapport à l'environnement, mais c'est la circulation induite par la dépression qui entraîne de l'air chaud dans des ascendances. D'autre part, c'est le long de cette branche **a-b** que la plus grande partie de la chaleur latente va être transformée en chaleur sensible alors qu'elle est pompée en même temps dans cet océan.

Bien qu'il manque des éléments pour que l'hypothèse du cycle de Carnot soit pleinement satisfaisante, Willoughby (1993) reconnaît que cette théorie a "capté l'essence du problème thermodynamique". En effet, le cycle traduit bien le fait que le long de sa trajectoire dans la couche limite, la particule évolue à température constante mais que son humidité augmente. Cette humidité à travers le rendement du cycle, permet de compenser les pertes par frottements. Il explique bien aussi pourquoi les cyclones ne peuvent se développer si la température de l'eau est inférieure à 26°C, car la couche conditionnellement neutre ou instable est trop fine pour permettre l'amorce du cycle. De plus, cette approche permet de définir le rendement théorique du système et de calculer la pression centrale minimale théorique susceptible d'être atteinte en considérant un couple donné de température de source chaude (l'océan) et de source froide (la tropopause). Le cyclone atteindrait dans ce cas son intensité potentielle maximale ou **Maximum Potential Intensity (MPI)**.

Par contre, K. Emanuel est contraint par exemple de considérer que les mouvements verticaux dans l'œil sont ascendants, ce qui est contraire aux observations.

La figure (1.6) représente un emagramme obtenu à l'aide des données de dropsondes larguées dans l'œil du cyclone Hugo (1989), alors en phase d'intensification. L'air supérieur de l'œil, chaud et sec, est séparé par une inversion de l'air nuageux en-dessous qui suit une adiabatique humide

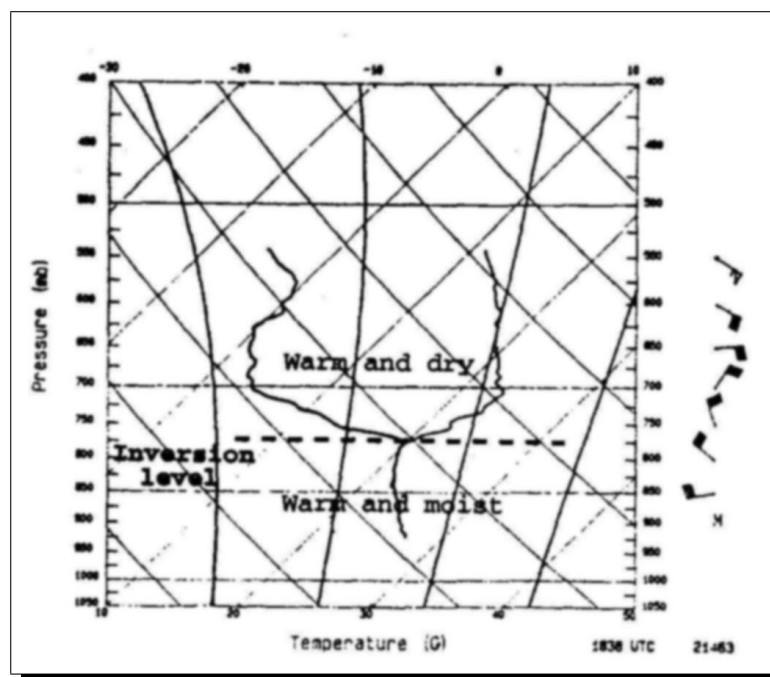


FIG. 1.6: Emagramme obtenu à partir d'observations par dropsonde larguée dans l'œil de l'ouragan Hugo juste avant son arrivée sur la Guadeloupe le 16 septembre 1989. Willoughby 1998

presque jusqu'à la surface. Willoughby (1995, 1998) a supposé que l'air au-dessus de l'inversion dans l'œil a été capturé au cours de la formation du mur de l'œil. A la suite d'analyses de mesures de traceurs chimiques, Newell and Coauthors (1996) soutiennent l'idée d'un long temps de résidence de cet air dans l'œil.

Ainsi, Willoughby (1998) a fortement suggéré que la thermodynamique de l'œil des cyclones tropicaux n'obéit pas aux modèles conventionnels. Ces derniers supposent en effet qu'un mélange turbulent a lieu au niveau de la tropopause entre les particules d'air du mur de l'œil et l'air sec de l'œil. Ces dernières vont ainsi se refroidir par évaporation et descendre à l'intérieur de l'œil en traversant la plus grande partie de la troposphère. Cet air acquiert alors l'humidité et le moment nécessaire pour maintenir ses propriétés volumiques et va à nouveau être entraîné dans le mur de l'œil par les basses couches. Pour cela, les modèles conventionnels supposent implicitement que le temps requis pour le cycle de l'air à travers l'œil est faible comparé au temps de vie de l'œil ce qui n'est pas le cas.

Un modèle hypothétique de la thermodynamique de l'œil, illustré par la figure (1.7), a été proposé par Willoughby (1998). Il distingue trois circulations verticales dans l'œil :

- (i) le mouvement subsident central adiabatique forcé par l'ascendance dans le mur de l'œil,

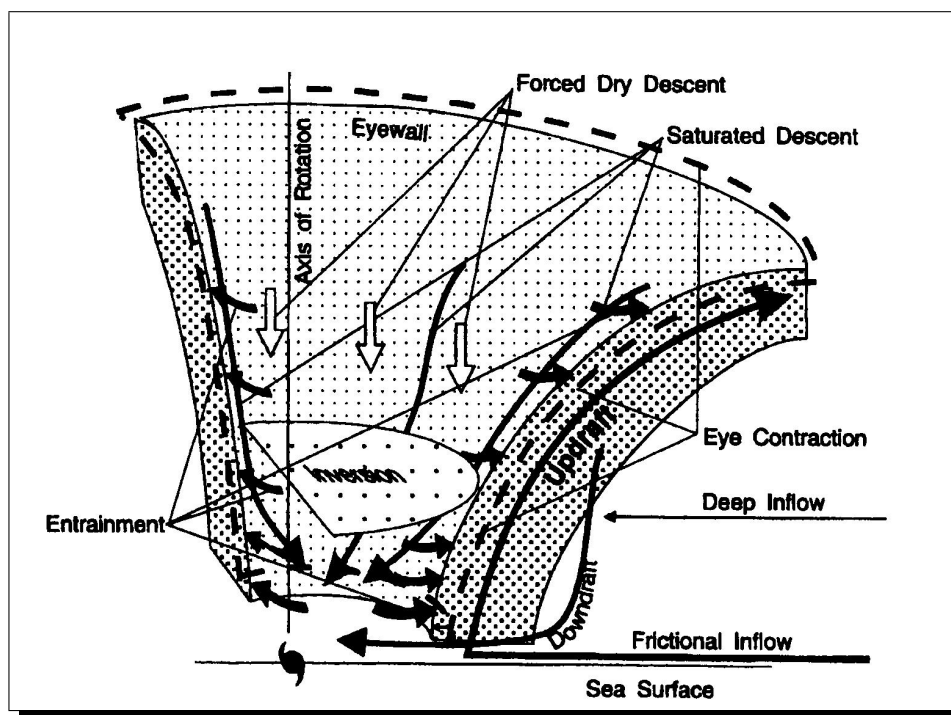


FIG. 1.7: Illustration schématique du flux secondaire dans l'œil et le mur de l'œil du cyclone. D'après Willoughby 1998.

- (ii) les mouvements descendants sur le bord interne du mur de l'œil générés par l'évaporation des hydrométéores dans l'air sec de l'œil,
- (iii) les faibles mouvements ascendants adiabatiques humides sous l'inversion thermique.

L'intensité des différents mouvements verticaux est corrélée à l'activité du mur de l'œil : s'il est intense, la subsidence compensatoire est forte, l'inversion descend et l'œil est "clair", s'il est faible, l'inversion peut s'élever et l'œil est "nuageux" dans la basse et moyenne troposphère Willoughby (1998).

Conclusion

Afin d'améliorer les connaissances sur les cyclones en terme de dynamique, thermodynamique et cinématique, l'étude des échanges d'énergie est primordiale. En effet, Willoughby (1988), Viltard (1995) Viltard and Roux (1998) ont montré que l'on pouvait décomposer les circulations primaire et secondaire en une partie dite **symétrique** et une partie dite **asymétrique**. A

partir de l'équation du mouvement et de l'équation de la thermodynamique, Willoughby propose une approche similaire à celle de Sawyer-Eliassen (Sawyer 1947 et Eliassen 1951) pour diagnostiquer l'évolution de la circulation tangentielle symétrique et de la perturbation de température potentielle symétrique en fonction des forçages thermique et de moment :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} + \zeta R_s + S w_s = M \quad (1.1)$$

avec T_s , R_s et w_s , les composantes symétriques respectivement des vitesses tangentielle, radiale et verticale. ζ , la vorticité absolue s'écrit :

$$\zeta = \frac{\partial T_s}{\partial r} + \frac{T_s}{r} + f \quad (1.2)$$

où f est le paramètre de coriolis, r , le rayon compté à partir du centre de la circulation. S est le cisaillement vertical de T_s et s'exprime :

$$S = \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (1.3)$$

D'autre part, on a pour la température (Roux and Sun 1997 et Viltard and Roux 1998) :

$$\frac{\partial \theta_{cs}}{\partial t} + R_s \frac{\partial \theta_{cs}}{\partial r} + w_s \frac{\partial \theta_{cs}}{\partial z} = B \quad (1.4)$$

avec θ_{cs} , la composante symétrique de la perturbation de température potentielle virtuelle de nuage.

Les sources de chaleur (B) et de moment (M) sont liées à l'évolution du cyclone, leur estimation pourrait permettre de diagnostiquer la tendance de l'évolution d'un cyclone. On peut montrer que les transports verticaux sont engendrés par les sources de B (libération/consommation de chaleur), tandis que les transports horizontaux sont engendrés par les sources de M (modification du moment M : cf Willoughby 1988). Les mesures satellites (radiométrie) ne pourront pas restituer le terme de source de moment mais permettent de restituer le terme source de chaleur B directement lié au terme de chaleur latente.

Ceci est illustré sur les figures (1.3) et (1.4), où l'on a deux couronnes convectives : le mur de l'œil interne et le mur externe. Le terme "source de chaleur B " génère une circulation directe le long des 'iso-moments angulaires' vers l'extérieur du mur de l'œil et une circulation indirecte à l'intérieur du mur de l'œil, le terme "source de moment M " génère une circulation directe le long des 'iso-températures potentielles équivalentes'. La circulation directe correspond à des flux entrant dans la basse troposphère, des ascendances dans le mur de l'œil et des flux sortant

près de la tropopause. Quant à la circulation indirecte, c'est elle qui induit les flux entrant de basses couches de l'œil au mur de l'œil qui vont rejoindre les ascendances dans le mur et les flux entrant des subsidences dans l'œil qui force la descente de l'inversion. La circulation directe produit de l'énergie et la circulation indirecte en consomme. L'intensité des cyclones tropicaux est influencée par un grand nombre de phénomènes externes tels que la transition océan-continent, l'orographie, la variation de SST⁴, les perturbations atmosphériques, le cisaillement de vent, l'air sec d'altitude... Le réchauffement par convection au centre du vortex est néanmoins responsable en grande partie des changements d'intensité du cyclone (Rodgers et al. 2000). C'est pourquoi, depuis les années 50, des méthodes ont été mises en place pour faire des calculs de bilans d'énergie à l'intérieur des systèmes précipitants et des cyclones. Dans la seconde partie de ce chapitre, nous allons présenter ces différentes méthodes et les informations qu'elles ont pu apporter.

1.2 Premières études, premiers résultats sur les bilans d'énergie

1.2.1 Avant les satellites : restitution grande échelle et synoptique

Les premières études liées à la compréhension de la dynamique des perturbations tropicales, c'est à dire à la relation entre les mouvements de grande échelle et la convection profonde organisée remontent aux années 50. C'est Rhiel and Malkus (1958) qui ont souligné en premier le rôle prépondérant joué par les cumulus de convection profonde dans l'équilibre de chaleur de l'atmosphère tropicale. Ils ont montré que les cumuli profonds peuvent transporter la chaleur latente libérée lors de la condensation jusqu'à la troposphère supérieure lorsque le gradient d'énergie statique humide ($h = c_p T + gz + Lq$) est positif. Rhiel and Malkus (1961), Yanai (1961a) et Yanai (1961b) ont discuté du rôle des tours convectives dans la formation et le développement des cyclones. La convection dans le cumulus pouvait agir selon eux comme un mécanisme de réchauffement qui devait alors être paramétré de façon adéquate pour rendre compte de structure des mouvements de grande échelle. Les premières formulations théoriques du couplage des phénomènes convectifs avec les mouvements de grande échelle et de la convergence dans la couche limite ont été faites par Charney and Eliassen (1964), Ooyama (1964) et Ooyama (1969a) dans l'intention de décrire le développement des cyclones. Des études conduites par Manabe and Smagorinsky 1967, Manabe et al. (1970), Nitta (1970, 1972) et Wallace (1971) sur l'énergétique des perturbations des ondes tropicales ont alors montré que ces perturbations

⁴Sea Surface Temperature, température de surface de la mer

tiraient leur énergie cinétique de l'énergie potentielle disponible dans les tourbillons, générée par la libération de chaleur latente au cours de la condensation.

C'est Yanai et al. (1973), Ogura and Cho (1973) et Johnson (1976) qui, les premiers, vont estimer la chaleur latente à partir des analyses de données d'un réseau de radiosondages. Etant donné un domaine bien choisi, on fait une moyenne dans ce domaine de :

- (i) l'équation de continuité de la masse :

$$\overline{\vec{\nabla}_{xy} \cdot \vec{V}_{xy}} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} = 0 \quad (1.5)$$

avec \vec{V}_{xy} , la vitesse horizontale et $\bar{\omega}$, la vitesse verticale moyenne à p constante.

- (ii) l'équation de continuité de l'énergie thermique (ou enthalpie spécifique) :

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\vec{\nabla}_{xy} \cdot s \vec{V}_{xy}} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = \underbrace{Q_R}_a + \underbrace{L(c - e)}_b \quad (1.6)$$

Tandis que le premier terme de l'expression de droite (a) représente le taux de chaleur dû au rayonnement, le second (b) représente le taux de chaleur latente ($Q_H = L(c - e)$) dû au changement de phase de l'eau avec c, le taux de condensation par unité de masse d'air, e, le taux de re-évaporation des gouttes nuageuses et L, la chaleur latente de vaporisation ou de condensation. D'autre part, l'expression de gauche comporte trois termes, le premier représente la variation temporelle, le second, l'advection horizontale et le troisième l'advection verticale de l'énergie statique sèche (s) définie ainsi :

$$s \equiv c_p T + gz \quad (1.7)$$

Le premier terme correspond à l'enthalpie avec c_p , capacité calorifique de l'air à pression contante et T, la température. Le second représente l'énergie potentielle avec g, l'accélération de la pesanteur et z, l'altitude.

- (iii) l'équation de continuité de l'humidité :

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\vec{\nabla}_{xy} \cdot q \vec{V}_{xy}} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} = c - e \quad (1.8)$$

La notation $\overline{(\)}$ correspond à une moyenne selon l'horizontale.

Les équations (1.6) et (1.8) ont été réarrangées par Yanai et al. 1973 de la manière suivante :

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\vec{\nabla}_{xy} \cdot s \vec{V}_{xy}} + \frac{\partial \bar{s} \bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + Q_H - \frac{\partial}{\partial p} \bar{s' \omega'} \quad (1.9)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\vec{\nabla}_{xy} \cdot q \vec{V}_{xy}} + \frac{\partial \bar{q} \omega}{\partial p} \right) = Q_H + L \frac{\partial}{\partial p} \overline{q' \omega'} \quad (1.10)$$

Les écarts à la moyenne horizontale (perturbations) sont représentées par les quantités primées. Les auteurs ont supposé que les tourbillons de petites échelles des composantes horizontales du vent n'ont pas de corrélation significative avec s' et q' . Mais, la présence de convection et de mouvements turbulents dans la couche limite, peuvent induire des transports importants de chaleur et d'humidité dus aux tourbillons verticaux.

Ainsi la source de chaleur apparente Q_1 (Eq. (1.9)) des systèmes de mouvements de grande échelle comporte le réchauffement dû à la radiation, la libération de chaleur latente par condensation nette, et la convergence verticale du transport de tourbillon vertical de chaleur sensible. De nombreuses études ont montré que le terme de chaleur latente est dominant par rapport aux contributions de la convergence du flux de tourbillon et de la radiation dans le calcul de Q_1 total (Lafore et al. 1988, Tao et al. 1993) dans le cas où on a effectivement de la convection nuageuse dans le domaine.

L'équation (1.10) est l'équation de continuité de l'humidité spécifique exprimée en unité de taux de chaleur, dans laquelle Q_2 correspond à la mesure du puits d'humidité apparent dû à la condensation nette et à la divergence verticale de transport de tourbillon vertical d'humidité.

Cette méthode diagnostique a été utilisée pour de nombreuses études spécifiques essentiellement dans les tropiques (Johnson 1976, Thompson et al. 1979, Esbensen et al. 1988, Frank and McBride 1989, McBride and Holland 1989, W. A. Gallus and Johnson 1991 et Lin and Johnson 1996). Pour ces calculs, les auteurs ne disposaient que de peu de sondages (cf tableau 1.1) et ont dû faire un certain nombre d'approximations.

Par exemple, Yanai et al. (1973) ont, entre autres, fixé l'humidité relative, la vitesse verticale étant, quant à elle, obtenue grâce à l'équation de continuité à partir des données de vent horizontaux. La méthode de Yanai a permis de mettre en évidence comment l'air environnant est réchauffé et humidifié par la convection. Mais, il reste encore beaucoup d'incertitudes dans la restitution, inhérentes aux données elle-mêmes. Pour les études de bilans répertoriées dans le tableau 1.1, la source apparente de chaleur et le puits apparent d'humidité ont été normalisés par le taux de précipitation de ce même tableau (source : cf Johnson 1984) respectivement $\hat{Q}_1 (\equiv Q_1/P_0)$ et $\hat{Q}_2 (\equiv Q_2/P_0)$.

Le transport de tourbillon vertical de vapeur d'eau négligé par Yanai et al. (1973) pourrait

jouer un rôle important pour la détermination des détails des profils de Q_2 (Moncrieff 1987, Lafore et al. 1988 et Chong and Hauser 1990) et, dans quelques cas, peut vraiment être un facteur déterminant pour la détermination de la structure (double pic) des profils (Johnson 1992). Johnson (1984) et Esbensen et al. (1988) ont attribué la structure en double pic du Q_2 aux effets d'assèchement caractéristiques de deux types distincts de précipitation : la convection profonde, fournissant le pic de plus bas niveau et la région stratiforme, fournissant le pic de plus haut niveau. Les résultats des études répertoriées dans le tableau (1.1) sont illustrées sur la figure (1.8). Ainsi des schémas d'organisation convective dans les tropiques (et même dans les moyennes latitudes) pourraient être universelles, mais les distributions de chaleur ne le seraient pas (Johnson 1992). Dans beaucoup d'applications, la distribution verticale de réchauffement convective est spécifiée (e.g., Anthes et al. 1982) en utilisant les profils de chaleur établis à par-

Auteurs de l'étude	Site de l'étude de budget (Nb de stations)	Type de Perturbations T	Nb de temps d'observations utilisé dans un composite	Taux de pluie moyen du composite (P_0) ($cm.j^{-1}$)
Reed and Recker (1971)	Marshall Islands (3)	Ondes d'est	24	1.6 ± 0.55
Yanai et al. (1973)	Marshall Islands (5)	Ondes d'Est ITCZ	390	1.4*
Johnson (1976)	Florida (3)	Dépression Tropicale	4	5.71
Thompson et al (1979)	Atlantique Est GATE (15)	Ondes d'Est	160	1.25
Johnson and Young (1983)	Sud de la mer de Chine près de Bornéo (3)	Enclume mésos échelle	7	1.2

* Moyenne de la mesure moyenne de station (1.0 cm.jour^{-1}) et de la moyenne du bilan d'humidité calculé (1.8 cm.jour^{-1})

TAB. 1.1: Composites des études de bilans de chaleur et d'humidité à partir desquels les distributions de réchauffement et d'humidification sont faites pour les calculs diagnostiques selon Yanai et al 1973.

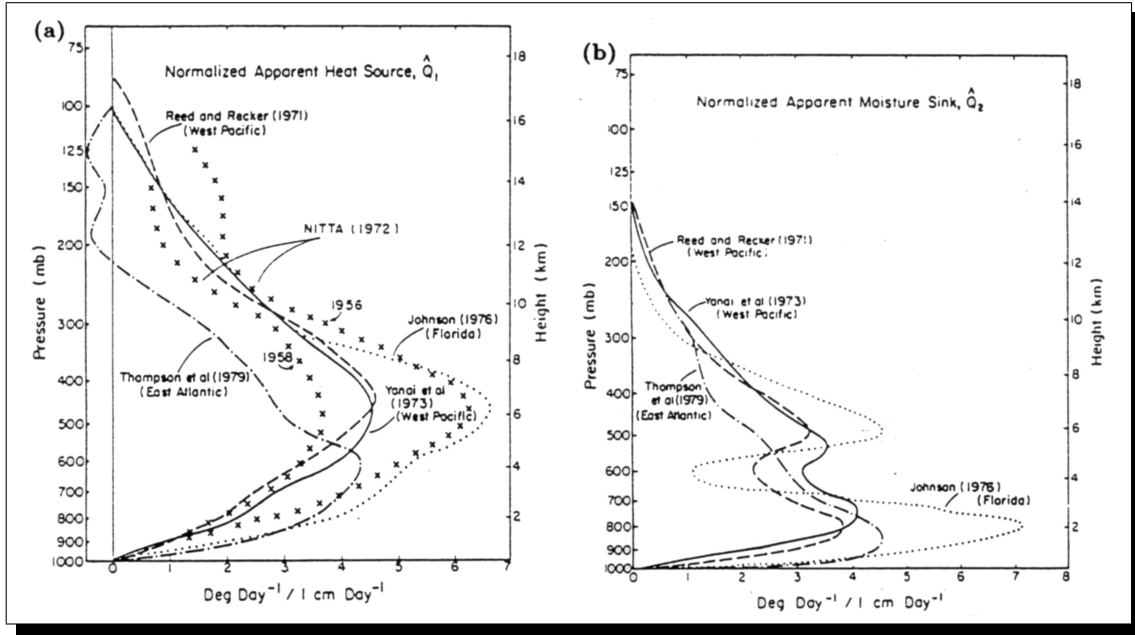


FIG. 1.8: Source de chaleur apparente normalisée, \tilde{Q}_1 (a) et puits d'humidité apparent normalisé \tilde{Q}_2 (b) pour les régions du Pacifique Ouest, de l'Atlantique Est, et de la Floride. (Johnson, 1984), avec des courbes supplémentaires restituées par Nitta (1972) pour le Pacifique Ouest. D'après Johnson 1992.

tir de ces études diagnostiques dans les tropiques (e.g., Yanai et al. 1973). Celles-ci et d'autres distributions verticales bien connues de réchauffement convectif basées sur des données de radiosondages dans les tropiques (e.g., Reed and Recker 1971, Thompson et al. 1979) sont, cependant, déterminées pour des perturbations tropicales contenant à la fois des composantes convectives à l'échelle du cumulus et à méso-échelle.

Différentes études ont montré que le réchauffement convectif dû aux composantes à méso-échelle des perturbations tropicales était considérablement différent de celui dû aux composantes d'échelle convective (Houze 1982, Johnson and Young 1983, Johnson 1984, Chong and Hauser 1990 et G. Caniaux and Planton 1993). Ces résultats ont suggéré qu'une meilleure précision des profils de chaleur diabatiques verticaux améliorerait les simulations, et entrainerait vraisemblablement une meilleure compréhension de la circulation générale (Hartmann et al. 1984, Webster and Houze 1991) et des causes des variations de l'ENSO⁵ (Sui and Lau 1989). Houze (1982) a déterminé des bilans de chaleur dans les enclumes à méso-échelle en suivant une approche différente et complètement indépendante. Il en conclut que les profils de chaleur et d'humidité pour ces enclumes à méso-échelle étaient complètement différents de ceux déterminés par des études de bilan à grande

⁵El Niño-Southern Oscillation

échelle d'ensemble de groupes de nuages tropicaux, qui contiennent à la fois les effets des nuages stratiformes à méso-échelle et ceux des cumulonimbus.

Ces profils, représentés sur la figure (1.9) représentent des réchauffements des composés d'un certain nombre d'évènements convectifs à différents stades de leur cycle de vie. On remarque que dans le cas convectif, la production de chaleur se fait sur toute la colonne avec un pic à 5 km d'altitude lié à la zone de condensation maximum dans les ascendances. Dans le cas stratiforme, la condensation se fait par le biais des ascendances de grande échelle en phase glace alors qu'en-dessous de 5 km, les processus d'évaporation sont favorisés entraînant des puits de chaleur marqués. Les différences proviennent du type de systèmes précipitants observés, du nombre de mesures disponibles parfois très limitées et de la présence plus ou moins importante dans la zone de régions convectives ou stratiformes.

Au vu de ces résultats, il est apparu intéressant de distinguer les régions convectives et stratiformes et séparer leurs contributions respectives aux bilans de chaleur. Les expériences conduisant à ces résultats avaient pour objectif la détermination de la distribution verticale des bilans de chaleur à l'intérieur des systèmes précipitants. L'impact de la convection sur la circulation de grande échelle modélisée est alors apparu sensible et particulièrement critique quant à la position du maximum de distribution de chaleur (Hartmann et al. 1984).

Ces diverses restitutions issues de campagnes d'observations intensives basées sur des données bateaux, des réseaux de dropsondes, des radars sols... ont déjà pu apporter un certain nombre de réponses mais ont surtout mis en évidence la nécessité impérieuse de déterminer de manière plus précise la distribution de dégagement de chaleur latente dans les systèmes précipitants en fonction du temps (échelle du cycle de vie des systèmes, échelle diurne, saisonnière) et de manière globale. La mesure précise des variations temporelles et spatiales de la pluie tropicale autour du globe reste un des problèmes critiques non résolus de la météorologie. Le dégagement de chaleur latente dans les systèmes convectifs est la principale cause des circulations atmosphériques à l'échelle régionale et globale. Il n'induit pas forcément un réchauffement significatif à l'échelle du système lui-même. Par exemple, la vitesse de phase de l'oscillation intra-saisonnière (ISO) est fortement sensible à la hauteur du maximum de réchauffement dû à la condensation. Les bilans diagnostiques de source de chaleur sensible (comme ceux calculés à partir des réseaux de sondages opérationnels) sont incomplets en ce qui concerne la couverture globale et inadéquats pour décrire les grandes variations d'un jour à l'autre qui ont lieu dans les Tropiques. Ces réseaux ne peuvent pas non plus capturer les variations structurelles significatives qui ont lieu au niveau

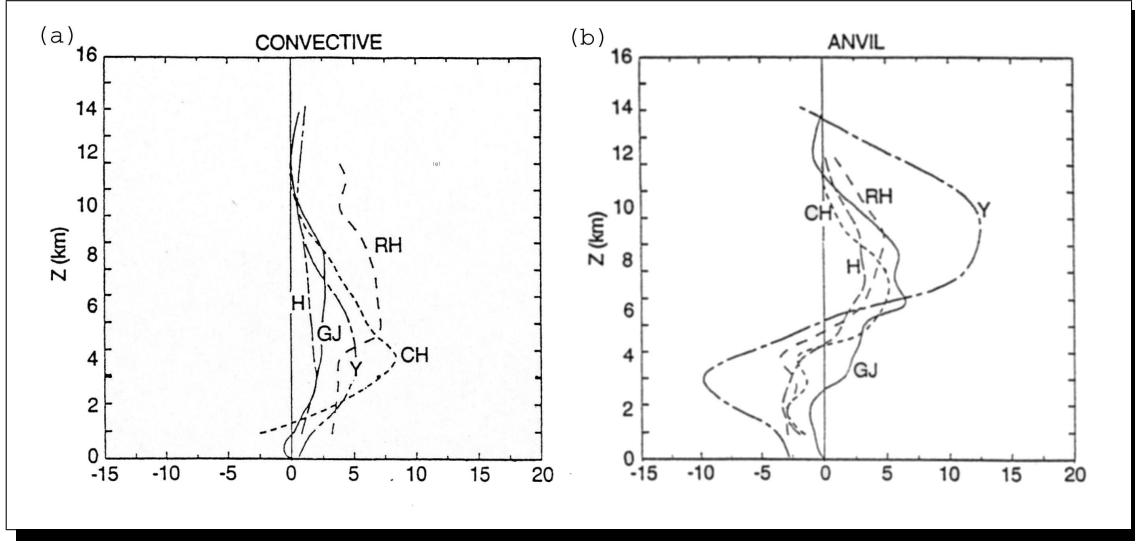


FIG. 1.9: Comparaison des profils verticaux de Q_1 normalisés par les taux de pluie pour des moyennes prises sur une région convective (a) et une région stratiforme (b). La courbe GJ provient de Gallus et Johnson, 1991 ; la courbe Y de Yanai et al, 1973, partitionné entre une composante convective et une composante stratiforme par Johnson 1984 ; la courbe H de Houze 1989 ; la courbe HR de Houze and Rappaport 1984 et la courbe CH de Chong and Hauser 1990. Unités : $(^{\circ}.\text{jour}^{-1})(\text{cm}.\text{jour}^{-1})$

des profils verticaux.

1.2.2 Apparition des satellites : restitution grande échelle

Une meilleure compréhension de la circulation atmosphérique est fortement liée à la connaissance de la distribution spatio-temporelle du réchauffement atmosphérique. Les profils de chaleur verticaux résultant de la convection fournissent le lien entre les systèmes météorologiques à l'échelle régionale et à l'échelle planétaire.

Les mesures satellites infra-rouge (**IR**) et micro-ondes passives (**PMW**)⁶ peuvent alors fournir des informations utiles à la restitution des profils de pluie et de chaleur latente (e.g. Adler et al. 1993, Wilheit et al. 1994 et Smith and Coauthors 1998). Wilheit et al. (1994) et Smith et al. (1998) explicitent comment les approches basées sur la physique pour la restitution des précipitations au-dessus des océans peuvent être conduites avec les algorithmes PMW. Yang and Smith (2000) ont mis en évidence que les bilans Q_1 et Q_2 à grande échelle montraient des différences entre les mécanismes des processus de réchauffement et d'humidification pour les situations convectives et stratiformes, différences marquées dans les couches dans lesquelles le

⁶Passive MicroWave

terme dominant dans le bilan de Q_1 pour la convection n'est pas celui des précipitations stratiformes. Pour les bilans de Q_2 , la différence principale est située dans une couche entre 600-750 hPa, dans laquelle la convergence horizontale domine pour les environnements convectifs, tandis que c'est la convergence verticale qui domine pour les environnements stratiformes. Ils ont montré également que la source apparente de chaleur des systèmes tropicaux provient principalement du dégagement de chaleur latente. L'équilibre d'humidité dépend de la convergence horizontale du flux d'humidité à grande échelle. Pour les situations convectives, les processus à l'échelle du cumulus jouent le rôle d'assèchement de la troposphère moyenne et d'humidification de la troposphère inférieure et supérieure. Des résultats légèrement différents ont été obtenus par Tao et al. (1993) dus essentiellement à une moyenne sur une zone plus large au-dessus d'éléments convectifs et stratiformes. Mais, les incertitudes sont encore importantes (de l'ordre de 30% – 50%).

Le 19 juin 1987, le satellite F-8, premier satellite de la série opérationnelle des DMSP (Defense Meteorological Satellite Program, USA), emporte à son bord, pour la première fois, un radiomètre imageur hyperfréquence d'un type nouveau, le SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) et un sondeur vertical, le SSM/T-I (Special Sensor Microwave/Temperature). L'orbite de ce satellite est circulaire, héliosynchrone et approximativement polaire. Elle se situe à 833 km d'altitude, avec une inclinaison de 98.8°, et une périodicité de 102 minutes (14.12 révolutions par jours). La fauchée de l'orbite est d'environ 1400 km. Ce satellite couvre environ 60% du globe terrestre en une journée. Le radiomètre SSM/I est l'un des premiers radiomètres imageurs observant en routine et fournissant des données en temps réel pour l'analyse et la prévision météorologique. Le radiomètre SSM/I est doté de sept canaux à quatre fréquences : 19.35, 22.235, 37.0 et 85.0 GHz. Toutes les fréquences ont une polarisation horizontale et verticale excepté le canal 22.235 qui fonctionne uniquement en polarisation verticale. C'est 1999a (1999aa) qui ont fourni à partir des mesures satellites SSM/I les premiers profils de chaleur latente mensuels. Différents algorithmes ont alors été mis en place afin de déterminer la chaleur latente à partir des mesures par satellite. En effet, la distribution verticale de chaleur latente est reliée à la fois à celles des hydrométéores et à la dynamique du système nuageux considéré. Tao et al. (1990), Tao et al. (1993) et Smith et al. (1994) ont ainsi appliqué les principes de conservation des profils verticaux d'hydrométéores, en utilisant des vitesses terminales de chute estimées et un supposé profil de vitesse verticale. Ces auteurs affirment que si le profil vertical d'hydrométéores peut être estimé par mesures micro-ondes passives, alors les taux de chaleur

latente associés peuvent être obtenus en imposant la conservation de l'eau pour chaque couche de nuage en condition stationnaire. Nous expliciterons succinctement la manière dont ils restituent leurs profils de chaleur latente dans les systèmes précipitants afin de la comparer à la méthode que nous avons mise en place. Jusqu'à présent, ces méthodes de restitution des profils de dégagement de chaleur latente à partir de données satellite étaient validées à l'aide de modèle de nuage et de mesures in-situ. La méthode de restitution que nous avons développée utilise les mesures du satellite TRMM. Les profils de pluie estimés à partir des données du radiomètre TMI sont validés à l'aide des profils de pluie obtenus directement par le PR, premier radar dédié aux précipitations embarqué à bord d'un satellite.

Ces premières études faites à partir des données du radiomètres SSM/I ont initié la mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, cf section 2.1) qui a conduit au lancement en 1997 d'un satellite emportant à son bord différents instruments destinés à la mesure de la pluie dans les Tropiques. Des premiers résultats de restitution de la chaleur latente à partir des données du radar de TRMM ont été présentés par Satoh et al. (2001).

Nous allons donc restituer le terme Q_H à l'aide des mesures satellite de TRMM. Or comme on l'a vu précédemment, la chaleur latente est liée aux processus de changement de phase de l'eau tels que l'évaporation, la condensation. Nous avons donc choisi une méthode qui implique de restituer dans un premier temps les profils d'hydrométéores intervenant dans ces processus et de les valider. Nous allons donc dans le chapitre suivant présenter la méthode utilisée pour la restitution de ces profils d'hydrométéores à partir de mesures micro-ondes passives. Cette dernière utilise une approche originale dans laquelle la base de données utilisée est constituée en majorité par des mesures co-localisées de radar et de radiomètre. Puis la méthode de calcul de chaleur latente à partir des profils d'hydrométéores sera explicitée et comparée à celle mise en place par Tao et al. (1993), Yang and Smith(1999aa), Satoh et al. (2001) (cf section 2.4.3).

Deuxième partie

Principe et méthodologie

Chapitre 2

Dispositif Expérimental

Sommaire

2.1	La mission TRMM	38
2.1.1	TMI, radiomètre de TRMM	39
2.1.2	PR, radar précipitation de TRMM	40
2.1.3	Remarques	40
2.2	Inversion des données radiométriques	41
2.2.1	Différentes méthodes	41
2.2.2	Résumé, principaux résultats	41
2.2.3	Article	50
2.2.4	Complément et conclusion sur la validation	83
2.3	Restitution du champ 3D de pluie	85
2.3.1	Enrichissement de la base de données	85
2.3.2	Résultats de l'inversion	87
2.3.3	Qualité de la restitution	89
2.4	Restitution des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente	94
2.4.1	Estimation de Q_H	94
2.4.2	Estimation des vitesses limite de chute (V_T)	99
2.4.3	Comparaisons avec les autres méthodes de restitution	102

Dans cette partie, nous allons présenter la mission TRMM et son instrumentation. Puis, nous décrirons l'algorithme d'inversion des mesures du radiomètre déployé lors de cette mission pour la restitution des paramètres microphysiques nécessaires aux calculs de la chaleur latente. Cet algorithme sera ensuite expliqué en détail et comparé avec d'autres méthodes utilisées.

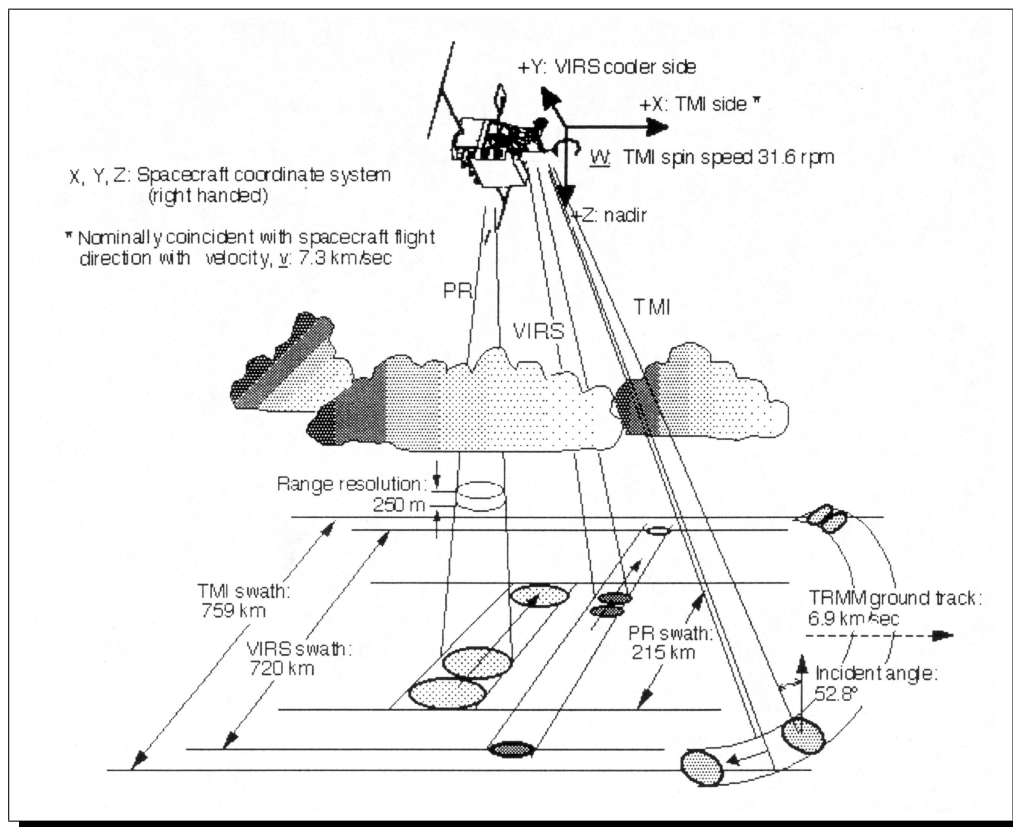


FIG. 2.1: Principe d'échantillonnage du radiomètre micro-ondes TMI, du radiomètre visible infrarouge VIRS et du radar PR de TRMM. D'après Kummerow et al., 1998

2.1 La mission TRMM

C'est pour fournir et quantifier les distributions de pluie et de chaleur latente dans les Tropiques que le projet nippo-américain de la mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) a vu le jour. En effet, les mesures dans cette partie du Globe étaient rares et l'incertitude affectant la mesure des précipitations en surface était de plus de 50% pour sa distribution globale (verticale et horizontale). Etant donné que les différentes techniques d'observations depuis le sol ne couvrent spatialement et temporellement qu'une partie de la Terre et que l'océan représente 70 % de sa surface, on ne peut effectuer de mesures fiables de façon continue comme on a pu le

voir dans la section 1.2. Depuis son lancement en 1997, TRMM et son large échantillonnage avec une tache au sol entre 35°N et 35°S , fournit le premier jeu de données détaillé et interprétable de distribution spatio-temporelle 4 dimensions de la pluie et de la chaleur latente au-dessus des vastes régions tropicales continentales et océaniques. Combinée avec des mesures concurrentes du budget radiatif de l'atmosphère, la chaleur diabatique totale peut être estimée pour la première fois à l'échelle du globe. Le satellite TRMM, lancé à 350 km d'altitude embarque 3 instruments dédiés à l'étude des précipitations :

- le VIRS : Visible and Infrared Scanner,
- TMI : TRMM Microwave Imager,
- PR : Precipitation Radar.

2.1.1 TMI, radiomètre de TRMM

Le radiomètre TMI possède 9 canaux qui sont chacun plus spécifiquement sensibles à différents paramètres de l'atmosphère et de la surface. Les polarisations, résolutions et sensibilités de chaque fréquence sont données dans le tableau (2.3).

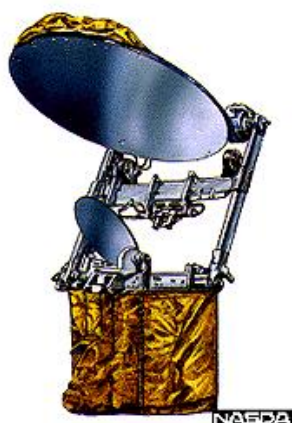


FIG. 2.2: TMI

Fréquences (GHz)	10.65	19.35	21.3	37.0	85.5
Polarisation	H-V	H-V	V	H-V	H-V
Résolution (km)	63x37	30x18	23x18	16x9	7x5
Précision (K)	0.55	0.5	0.7	0.4	0.7
Sensibilité	Surf./Liq.	Liq.	Vap.	Liq./Glacé	Glacé

FIG. 2.3: Fréquences, polarisations, résolutions, sensibilités de TMI

Le balayage du radiomètre s'effectue de manière conique (demi-angle au sommet égal à 53°), assurant une fauchée de 760 km. Les radiomètres micro-ondes donnent une information sur les contenus intégrés en eau dans la colonne atmosphérique. Par une combinaison des différentes fréquences radiométriques, les mesures sont ensuite interprétées en termes de contenus en hydrométéores dans la colonne (précipitation liquide, glace...).

2.1.2 PR, radar précipitation de TRMM

Nous allons présenter ici les différentes caractéristiques du radar de TRMM, le PR : Precipitation Radar qui va nous servir à la fois pour la construction de la base de données de notre algorithme de restitution et pour la validation des profils des contenus en précipitation liquide restitués à l'aide du radiomètre.

Item	Spécification
Fréquence	13.796, 13.802 GHz
Sensibilité	17 dBz
Résolution horizontale	4.3 km (nadir)
Résolution verticale	0.25 km (nadir)
Etendue d'observation	Surface à 15km d'altitude
Largeur de la fauchée	215 km

TAB. 2.1: Principales caractéristiques du radar de TRMM (PR) D'après Kummerow et al., 1998.

Le PR est le premier radar météorologique spatial permettant une mesure tri-dimensionnelle de la distribution du taux précipitant au-dessus des terres et des océans. Sa résolution spatiale élevée (4.3 km) lui permet de caractériser les cellules convectives typiques de l'environnement tropical mais sa fréquence le rend sensible à l'atténuation. Cette dernière doit être corrigée par des méthodes complexes décrites en détail dans Iguchi et al. (2000) ou Ferreira et al. (2001). Ceci présente l'avantage comme on le verra par la suite de fournir un profil d'atténuation (k) exploitable au même titre que le profil de réflectivité (Z). En contre-partie, cette correction d'atténuation peut induire des erreurs en particulier quand on se rapproche de la surface.

2.1.3 Remarques

Il existe une zone commune entre la fauchée du radiomètre TMI et celle du radar PR, c'est dans cette zone que l'on va choisir les profils de la base de données et réaliser la comparaison. Le principe d'échantillonnage de ces instruments, présenté en figure (2.1) montrent que TMI et le PR observent la surface de la terre sous des géométries très différentes. De par cette différence d'échantillonnage, le PR et le TMI vont regarder une même scène quasi-simultanément (1 minute de décalage). Dans cette étude, le décalage sera négligé, en effet à l'échelle spatiale (20 km)

considérée et étant donné la vitesse du satellite (environ 7 km.s^{-1}), l’hypothèse de stationnarité est vérifiée.

2.2 Inversion des données radiométriques

2.2.1 Différentes méthodes

Il existe différentes méthodes d’inversion des données radiométriques (**températures de brillance : TBs**) pour la restitution de paramètres microphysiques tels que **le taux de pluie de surface (R)**. Elles peuvent être classées en 4 grandes catégories : la première, la plus utilisée, est basée par exemple, sur une régression linéaire (Alishouse et al. 1990) ou “log-linéaire” (Grody and Ferraro 1992) des TBs observées aux différentes fréquences ; la seconde approche utilise des algorithmes “itératifs”, dont le principe repose sur l’ajustement itératif, des TBs simulées et observées en modifiant à chaque pas le profil de nuage ou de précipitations (Kummerow et al. 1989 ; Obligis 1996, Kummerow and Giglio 1994). Dans tous les cas, le problème de la restitution de la pluie par radiométrie hyperfréquence est très sous déterminé. Pour réduire l’espace des solutions aux solutions ayant un sens physique, les deux autres familles reposent sur la construction préalable d’une base de données afin de réaliser l’inversion. La troisième méthode utilise ainsi la technique des réseaux de neurones (Mallet et al. 2002) pour déterminer la forme, à priori inconnue, de la relation $R(TBs)$. La quatrième s’appuie sur une approche bayésienne (statistique) consistant à rechercher le taux de pluie le plus probable à partir d’un ensemble d’exemples issus d’une base de données (Kummerow et al. 1996 ; Bauer et al. 2000 ; Viltard et al. 2000). C’est cette dernière que nous utiliserons, combinée avec une méthode de type neuronal développée par Moreau (2000) pour la détection des pixels d’air clair dans la trace du radiomètre.

L’originalité de l’algorithme mis en place ici repose sur le fait que la base de données est constituée essentiellement à l’aide d’observations, alors que la plupart des algorithmes utilisent des sorties de modèles de nuage couplées à des températures de brillance simulées à l’aide de modèle de transfert radiatif.

2.2.2 Résumé, principaux résultats

Cette section est consacré à un article soumis à JAS⁷, on en donne ici les principaux points. La sous-section 2.2.3 présente l’article in extenso. (les tableaux et figures renvoient à l’article).

⁷Journal of the Atmospheric Sciences

Cet article présente la méthode d'inversion des données radiométriques pour obtenir le taux de pluie de surface (R). Il comporte trois parties principales. Dans la première, les données utilisées sont présentées, ainsi que le traitement qui leur est appliqué. La seconde partie, descriptive, présente la méthode de restitution c'est à dire les caractéristiques de la base de données, les principes de l'algorithme et la qualité de la restitution. Enfin, la méthode est appliquée aux données réelles du cyclone Bret, le 21 août 1999 dans la dernière partie. L'historique de ce cyclone et les conditions de son observation seront repris en détail dans le chapitre 3.

Création de la base de données

La base de données est constituée à partir de mesures de la partie commune aux deux instruments de TRMM, le TMI et le PR et contient 35 000 profils distribués sur 200 orbites différentes. La plupart de ces données sont fortement corrélées à cause de la superposition des canaux basses fréquences de TMI. Afin de préserver l'indépendance des profils de la base, nous ne garderons donc qu'un pixel sur deux le long d'un scan et un scan sur deux le long de la trajectoire. En outre, seuls les pixels du centre de la fauchée commune (environ 100 km sur les 200 km disponibles) sont gardés pour minimiser les risques de taux de pluie erronés dus aux échos de surface éventuellement mal corrigés. Les vecteurs de températures de brillances restants sont affectés avec le taux de pluie estimé à partir du PR, moyenné à la résolution du 37 GHz (12.5 km de rayon). Cette résolution correspond également à la résolution spatiale des algorithmes Gprof/2A12⁸ (Kummerow et al. 1996 et Kummerow et al. 2001).

Selon le type de pluie observé (convective/stratiforme), déterminé à l'aide d'un indicateur de texture horizontal et d'un critère de détection de la bande brillante, la **distribution dimensionnelle des gouttes (ou DSD, Drop Size Distribution)** s'exprime de manière différente. Or, dans le traitement des données radars, trois grandeurs sont liées à la DSD :

- la réflectivité (Z)
- le taux de pluie de surface (R en $mm.h^{-1}$) ou le contenu en eau (W en $g.m^{-3}$),
- l'atténuation (k).

Ferreira et al. (2001)

ont montré que la relation la plus stable et la moins sensible au bruit, c'est à dire aux erreurs d'étalonnage et aux incertitudes de DSD, est celle qui lie **k** et **W** par :

⁸Goddard Profiling Algorithm

$$W = \epsilon_f^g N_0^{*(1-g)} k^g \quad (2.1)$$

avec ϵ_f , un terme de correction locale de N_0^* . Ce dernier, défini dans Ferreira (2001), correspond à un paramètre de normalisation dépendant du type de pluie considéré (convectif ou stratiforme). Il est défini en fonction de “l’atténuation intégrée sur le trajet” ou PIA (Path Integrated Attenuation). Ce PIA représente le facteur d’atténuation intégré subit par le faisceau radar sur le trajet aller-retour et s’exprime en dB. Pour chaque mesure instantanée, un facteur de fiabilité RL (“reliability”) du PIA est défini. Ainsi, la mesure d’atténuation depuis le sol (PIA) est considérée fiable, relativement fiable ou non fiable pour des valeurs de $RL > 3$, $1 < RL \leq 3$ et $R \leq 1$ respectivement. Ainsi, suivant la fiabilité du PIA, une technique différente est utilisée pour déterminer ce facteur correctif. Dans le cas d’un PIA peu fiable ($RL < 1$), correspondant à des pluies faibles (pluies stratiformes), une méthode linéaire (“slope-technique”) est appliquée pour tendre vers une solution, Hirschfeld-Bordan, c’est à dire $\epsilon_f = 1$, équivalente à une absence de correction de l’atténuation.

Nous prenons finalement comme “**pluie de surface**”, le taux de pluie à 2 km d’altitude R_{kw} donné par :

$$R_{kw} = \frac{a}{l^{\frac{b}{m}}} W^{\frac{b}{m}} \quad (2.2)$$

Les coefficients utilisés sont donnés dans le tableau (2.2), ils sont différents pour le cas stratiforme et pour le cas convectif.

R_{kw} est corrigé par un facteur +10 % qui prend en compte uniquement le changement de la densité de l’air entre 0 et 2 km d’altitude (Iguchi et al. 2000). Ce choix présente l’intérêt d’une part de minimiser les effets d’une sur- ou sous-correction de l’atténuation, et d’autre part de maximiser la corrélation entre taux de pluie radar et mesure radiométrique comme démontré par exemple dans Bauer et al. (2001).

Par ailleurs, comme nous l’avons décrit dans la section 2.1.1, la résolution spatiale des canaux de TMI varie avec la fréquence. Le taux de pluie moyen à l’intérieur d’un pixel du 85 GHz peut n’avoir plus aucune corrélation avec celui correspondant au 10 GHz. On lisse donc horizontalement le champ du 85 GHz en substituant chaque pixel par la moyenne (pondérée par la distance) de ses 15 plus proches voisins. En ce qui concerne le problème de résolution des canaux basses fréquences (10, 19 et 21 GHz), nous n’utilisons pas de méthode de déconvolution

pour le moment car notre propos est dans un premier temps de qualifier la représentativité de la base de données.

Bases de données, principe et qualité de la restitution

La base de données est construite à partir de situations de pluie (détectées par le PR) observées de façon aléatoire sur tout le globe et sélectionnées sur plusieurs périodes (environ 35000 profils distribués sur 200 orbites différentes). La plupart des systèmes représentés dans la base de données sont des MCSs⁹ et les parties les plus proches des Tropiques de fronts de moyennes latitudes (30-40°) observés au-dessus des océans. Les types de systèmes de pluie ne sont ni éliminés ni sélectionnés, mais quelques cas de cyclones tropicaux ont été volontairement ajoutés pour donner à la base de données un caractère représentatif.

L'histogramme des situations de taux de pluie de surface incluses dans la base est présenté sur la figure (2.5). Il est supposé être statistiquement représentatif. Les taux de pluie varient entre 0 et 80 mm.h⁻¹. Le nombre de profils est maximum pour les faibles taux de pluie et diminue avec les taux de pluie jusqu'à 30 mm.h⁻¹. Entre 35 et 50 mm.h⁻¹, on garde environ un nombre de profils constant (une centaine environ), les taux de pluie supérieurs à 50 mm.h⁻¹ étant les moins représentés. Bien que le minimum de pluie détectable par le PR soit donné par sa sensibilité (environ 17 dBz ou 0.1 mm.h⁻¹, cf table 2.1), des taux de pluie inférieurs à ce seuil sont présents dans la base de données à cause de la moyenne spatiale des pixels du PR à l'intérieur de ceux du 37 GHz de TMI. Dans le cas de très faibles pluies, le PR considère ces situations comme "sans-pluie" et elles ne sont donc pas représentées dans la base de données. Les résultats ne seront biaisés que dans le cas des pluies très faibles de grande extension spatiale. Pour l'instant, aucune étude systématique n'a été faite pour vérifier si de tels types de précipitations étaient présents dans la base. Les faibles pluies (en dessous de 0.5 mm.h⁻¹) sont statistiquement les plus communes. Elles sont associées à une large variation des TBs des plus basses fréquences qui ne sont donc plus saturées par la pluie et dont la sensibilité aux paramètres tels que la température de surface de la mer, le contenu en vapeur d'eau, les variations du niveau de congélation (isotherme 0°C) n'est plus négligeable. Afin de pallier à ce problème et pour avoir une taille de base de données raisonnable, on utilise les indices d'émission et de diffusion qui réduisent la sensibilité intrinsèque de ces paramètres (cf équations 2.11 et 2.12). Tandis que l'on a 4 indices d'émission (10, 19, 37 et 85 GHz), on a seulement deux indices de diffusion (37

⁹Système Convectifs de Mésoscale ou Mesoscale Convective Systems, cf chapitre 1

et 85 GHz). En effet, les canaux 10 et 19 GHz ne sont pas sensibles à la glace (cf tableau **2.3**). La technique de restitution, basée sur le théorème de Bayes, est également largement décrite dans Kummerow et al. (1996, 2001) et Olson et al. (1996).

En ce qui concerne l’erreur de restitution, il n’y a pas dans le cas présent d’erreur liée à un modèle. Seule subsiste l’erreur liée à l’observation. On suppose de manière classique que les erreurs d’observations entre deux canaux sont non corrélées. En s’appuyant sur L’Écuyer and Stephens (2001), on peut calculer la matrice diagonale des variances co-variances d’erreur. Dans la table (**2.4**) figurent les valeurs utilisées pour déterminer les éléments de cette matrice à partir des taux de pluie. Les valeurs empiriques prescrites ainsi obtenues sont légèrement supérieures à celles prescrites par le calcul objectif de L’Écuyer and Stephens (2001). Cela vient sans doute d’une incertitude supplémentaire induite par les mesures du PR elles-mêmes. Les erreurs des indices de diffusion (S_{37} et S_{85}) augmentent lentement avec le taux de pluie ce qui signifie que la signature de la diffusion n’est pas très bien corrélée avec le taux de pluie de surface. Ces effets sont probablement liés aux transports horizontaux des cristaux de glace et à la géométrie de l’instrument (angle d’incidence de 52°) : précipitations liquides et glace sont par conséquent décalées.

Afin de tester la qualité de la restitution, nous avons ensuite créé un jeu de situations de pluie similaire à celui utilisé pour la base de données (environ 26500 pixels) et indépendant de cette dernière. On appelle ce jeu de données “**base de test**”. Sur la figure (**2.6**), nous avons représenté la pluie restituée à l’aide de la base de test en fonction de la pluie initiale (attendue). La pluie restituée est sous estimée pour les plus forts taux de pluie (au-dessus de $5\text{-}6\text{ mm.h}^{-1}$) et légèrement sur estimée pour les plus faibles (au-dessous de 0.1 mm.h^{-1}). De plus, le tableau (**2.5**) fournit la qualité de la restitution en fonction du taux de pluie de surface. Pour chaque classe de pluie de surface, il indique la pluie moyenne restituée et le biais par rapport au taux de pluie de PR considéré comme la référence. La caractéristique de “faible biais” de l’algorithme est clairement visible et les champs de pluie sont lisses. En effet, les effets de sous-estimation et sur-estimation se compensent et la qualité de la restitution est alors fonction du taux de pluie avec un écart type du biais de chaque classe de pluie assez élevé.

La sous-estimation est due en grande partie au régime de saturation dans le cas de fortes pluies qui entraîne une solution ambiguë. Le signal polarisé provenant de la surface de l’océan ne sera plus visible et la diffusion va progressivement dépasser l’émission jusqu’à ce que les températures de brillance atteignent leur maximum (e.g. environ 272 K pour le canal 10 GHz

de TRMM au-dessus de l'océan). Si les taux de pluie continuent d'augmenter, la diffusion va induire une diminution des températures de brillance. Un même vecteur de TBs peut alors représenter de très différents taux de pluie. Ces taux de pluie ont alors la même probabilité et sont moyennés. La valeur intermédiaire ainsi obtenue ne représente donc pas une réelle situation de pluie. Nous n'avons pas utilisé de technique pour remédier à cela puisque l'on veut vraiment quantifier l'impact de la représentativité de la base de données. Un champ de TBs contient l'information ou ne la contient pas. Ajouter une information supplémentaire au niveau de la restitution consisterait à admettre que notre base de données n'est pas complète.

D'autre part, le cas des faibles taux de pluie peut être très biaisé en raison du seuil de détection du PR expliqué plus haut.

Finalement, l'évolution de l'erreur relative de l'algorithme en fonction du taux de pluie de surface de référence (PR) est représenté sur la figure (2.7). Les incertitudes associées aux faibles taux de pluie sont très élevées. En effet, bien qu'ils soient très bien représentés dans la base de données, ils sont très sensibles à des effets extérieurs tels que la température de la surface de la mer, la présence de nuage, les profils de vapeur d'eau ou les profils de température. L'erreur relative reste en dessous de 15 % pour des pluies entre 1.5 et 7 mm.h⁻¹ fortement corrélées avec le signal des TBs. Puis, elle augmente à nouveau pour atteindre une moyenne de 30 % de sous-estimation pour 20 mm.h⁻¹ et au-dessus.

De plus, l'écart type de l'erreur, représenté également sur la figure (2.7), augmente presque linéairement avec le taux de pluie. Cela signifie que la nature du signal mesuré est bien ambiguë et que la représentativité de la base diminue pour les plus forts taux de pluie.

Résultats

La méthode décrite précédemment a été appliquée au cas du cyclone Bret. Nous ne décrivons pas ici ce dernier mais dans le chapitre suivant avec l'analyse des mesures satellites du radar de précipitation (PR) et du radiomètre TMI de TRMM.

Sur la figure (2.9) sont présentées les zones convective et stratiforme déterminées à l'aide d'une méthode de classification basée sur les mesures du PR à la résolution des pixels du PR. Cette méthode prend en compte la structure horizontale et verticale du champ de réflectivité. L'indicateur de texture verticale signale la présence d'une bande brillante indiquant une région stratiforme, alors que l'indicateur de texture horizontale est lié aux hétérogénéités du champ de réflectivité dans les zones convectives. La détection d'une bande brillante prédomine sur

l'indicateur de texture horizontal. Dans le cas du cyclone Bret, le 21 août 1999 à 17 UTC (orbite #9967 de TRMM), on observe une large région convective dans la zone Ouest du mur de l'œil, qui entoure presque intégralement l'œil. Excepté cette large zone, des cellules isolées convectives sont réparties dans la partie Nord-Est du système. Le reste des précipitations est classé stratiforme. Nous reconnaissons bien là, la structure classique d'un cyclone comme décrite au chapitre 1.

Les coupes horizontales à 2.5 km d'altitude du taux de pluie, estimé à l'aide des mesures du PR à la résolution du PR (4.4 km) puis moyenné à la résolution du 37 GHz ($12 \times 12 \text{ km}^2$) de TMI, sont ensuite représentées sur les figures (2.10) et (2.11). Le champ de pluie moyenné montre quasiment les mêmes structures que le champ de réflectivités. Les quelques différences observées proviennent à la fois de l'échelle logarithmique des dBz et de l'utilisation d'une loi de puissance pour convertir les dBz en mm.h^{-1} (cf coefficients donnés dans le tableau 2.2). Les zones de convection active dans le mur de l'œil et les quelques cellules convectives de la bande stratiforme du Sud-Est proche du mur de l'œil présentent des taux de pluie de 30 mm.h^{-1} avec un maximum de 166 mm.h^{-1} . Ces régions correspondent bien aux zones convectives détectées par le PR. La valeur maximale restituée est plausible dans le cas d'un cyclone très intense mais peut être un peu exagérée à une résolution de 4.4 km. Cela résulte sans doute d'une sur-correction de l'atténuation. On observe un grand nombre de zones de pluies faibles entre 0 et 5 mm.h^{-1} dans les zones classées stratiformes et quelques unes, de pluies plus intenses (5 à 10 mm.h^{-1}) dans la partie Sud-Ouest des bandes externes .

Le mur de l'œil, essentiellement convectif, ceinture l'œil lui-même avec des pluies intenses. Un arc de cercle de pluies intenses plus éloigné, de nature stratiforme est conforme à la bande convective spiralée décrite dans le chapitre 1. L'intérêt des cyclones est donc que leur structure est bien définie avec une grande variété de regions de caractéristiques spécifiques que l'on peut aisément identifier. Néanmoins, l'environnement d'un cyclone est très spécifique. La surface de la mer exposée à des vents violents peut être extrêmement rugueuse. Or la technique utilisant la surface comme référence proposé par Meneghini et al. (2000) et Iguchi et al. (2000) ne corrige pas correctement l'atténuation dans ces conditions. Les pixels isolés de taux de pluie très élevés (supérieurs à 100 mm.h^{-1}) résultent probablement d'une sur-correction de l'atténuation.

On va maintenant diminuer la résolution du taux de pluie restituée à partir du PR à la résolution du 37 GHz (cf Fig. 2.11). C'est ce champ ainsi moyenné qui va nous servir de référence pour les comparaisons avec la restitution du champ de pluie de notre algorithme. La moyenne des

taux de pluie induit une perte de la définition de la structure et une diminution de la dynamique. Le maximum de taux de pluie est maintenant de 50 mm.h^{-1} . Les caractéristiques principales de la structure sont tout de même conservées. La zone de convection intense du mur de l'œil dans le quadrant Ouest, les zones de pluies plus faibles dans la partie Est du mur de l'œil sont toujours visibles. Par contre, la bande convective extérieure dans la zone sud-ouest a été complètement lissée.

La structure d'un cyclone est bien définie avec des zones convectives et stratiformes assez larges pour être observées par satellite mais on voit déjà une limitation. Une résolution de 12 km est suffisamment fine pour détecter certaines zones mais conduit cependant à la perte d'une partie de l'information. En regardant de plus près les mesures radiométriques, ceci se confirme. Nous n'allons pas présenter ici les différents champs de températures de brillance de TMI (cf chapitre 3). Si l'on examine la coupe verticale du panneau supérieur de la figure (2.13) le long d'un pixel fixé (pixel 58 dans un scan de TMI, du nord au sud), on observe clairement les différences de résolution spatiale des canaux. L'indice d'émission du canal de plus basse fréquence (P_{10}) nous signale la présence du cyclone mais ne fournit aucune information sur la structure méso-échelle exceptée sur l'asymétrie du mur de l'œil. L'indice d'émission du canal 19 GHz (P_{19}) quant à lui détecte clairement le mur de l'œil, l'asymétrie du mur de l'œil, l'œil et quelques maxima locaux. Les structures plus détaillées sont reconnues à l'aide des indices de diffusion des canaux 37 et 85 GHz. On constate un léger déplacement du centre du cyclone vu entre les deux S_j et P_{19} , signature de l'inclinaison de l'œil vu de la géométrie de l'instrument.

On examine maintenant les résultats de l'inversion présentés sur la figure (2.14), c'est à dire les taux de pluie restitués à partir des températures de brillances de TMI à l'aide de notre algorithme bayésien (BRAIN). Pour valider les résultats, on les compare aux taux de pluie restitués directement à partir des réflectivités du PR et moyennés à la résolution de BRAIN (12 km) (cf 2.11). Globalement, on a un bon accord des résultats. L'intensité de pluie maximum est 34 mm.h^{-1} (48 mm.h^{-1} pour le PR moyenné), situé très près du maximum détecté par le PR. Les contours restitués par BRAIN de 20 mm.h^{-1} correspondent aux contours de 30 mm.h^{-1} du PR. L'extension des contours de 5 et 10 mm.h^{-1} sont les mêmes pour le PR et le champ restitué, de plus on a un très bon accord de la limite pluie/non-pluie définie par la ligne de contour de 0.1 mm.h^{-1} , même pour la région proche de la côte. L'œil lui-même est très légèrement décalé vers l'ouest et on observe des taux de pluie faibles à l'intérieur ce qui est un artéfact. En effet, dans le cas de Bret, l'œil est très bien marqué mais très petit et ainsi il est

mal restitué par les canaux basses fréquences. Les signaux d'émission des pluies du mur de l'œil vont polluer l'œil de pluies résiduelles. C'est ce que l'on avait déjà constaté dans le panneau supérieur de la figure (2.13). D'autre part, le panneau inférieur de cette même figure représente une comparaison le long d'une même coupe verticale des taux de pluie restitués et attendus (PR). Les structures du champ de pluie sont très proches des deux côtés du mur de l'œil, même si en terme d'intensité on observe des différences. La pluie restituée est légèrement sur-estimée du côté gauche du mur de l'œil tandis qu'on a un très bon accord du côté droit. Les gradients sont assez bien reproduits exceptés pour le maximum. En terme de structure, les différences sont essentiellement locales. Une comparaison pixel par pixel sur la totalité de la restitution (commune avec la fauchée du PR) entre la pluie de surface restituée à partir de TMI et celle du PR moyenné a été effectuée, elle est illustrée par la figure (2.15). L'accord est plutôt bon dans la limite d'erreurs locales importantes. Ces résultats découlent de notre choix d'avoir un biais total faible qui va augmenter l'écart-type. En contre-partie, les structures du champ horizontal restituées sont plutôt réalistes. De 0 à 20 mm.h⁻¹, on a une claire sur-estimation de la pluie (e.g. 10 mm.h⁻¹ restituée pour 7 mm.h⁻¹ attendue) et au-dessus on a plutôt un légère tendance à la sous-estimation. Le biais total est inférieur à 10 % tandis que pour les pluies les plus intenses, il est proche de -26% et proche de 326% pour les pluies les plus faibles. Ce fort biais dans le cas des faibles pluies est probablement dû aux effets spécifiques de la surface que nous avons déjà évoqués auparavant. Le biais minimum est atteint pour les pluies comprises entre 5 et 6 mm.h⁻¹.

Finalement, ces résultats obtenus dans un cas spécifique de cyclone restent très proches de ceux obtenus pour la base de test. Il est intéressant de rappeler les résultats obtenus par Ferreira et al. (2001) lors de la comparaison entre la pluie estimée par le radar aéroporté sur les P3 de la NOAA et celle du PR de TRMM. Nous décrivons les moyens d'investigations employés lors des missions avions au sein des cyclones dans la section 3.3.1. En effet, nous utiliserons les données ainsi recueillies pour valider nos résultats. La pluie estimée par le PR est sur-estimée d'environ 14.2 mm.h⁻¹ pour les fortes pluies convectives et est sous-estimée d'environ 0.2 mm.h⁻¹ pour les pluies stratiformes. Ceci implique que nos résultats sont proches de ceux obtenus à l'aide des données du P3 pour les forts taux de pluie et confirme la sur-estimation donnée par notre méthode dans le cas des faibles taux de pluie.

2.2.3 Article

Rain Retrieval from TMI Brightness Temperature Measurements using a PR-based Database

Nicolas Viltard* Corinne Burlaud*
Christian D. Kummerow⁺

August 29, 2003

* Centre d'Études des Environnements Terrestre et Planétaires, Vélizy,
France

⁺ Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort
Collins, Colorado

DRAFT

Submitted for consideration to the
Journal of Atmospheric Sciences

Corresponding author address:
Dr. Nicolas Viltard
CETP, CNRS-IPSL
10-12 Avenue de l'Europe
78140 Vélizy
e-mail: viltard@cetp.ipsl.fr
Phone: 33 1 39 25 39 26
Fax: 33 1 39 25 47 78

Abstract

The present study focuses on improving the retrieval of rain from measured microwave brightness temperatures and the capability of the retrieved field to represent the mesoscale structure of a small intense hurricane. It is well known that the problem of rain retrieval from space-borne radiometer measurements is an ill-posed problem. To overcome part of the difficulty, most techniques rely on a database made of a “great” number of atmospheric profiles and their associated brightness temperatures to reduce the space of the possible solutions to those that are physically consistent with the laws of atmospheric physics. One of the difficulty is to build such a database from a usually limited number of occurrences provided, most of the time, through cloud model simulations. Then, a forward radiative transfer model is necessary to associate with these cloud model profiles their brightness temperatures. This type of approach is currently used with some satisfaction in the context of TRMM but showed how critical could be the number of profiles in the database.

In the present paper we build a database from data co-location between the TRMM Precipitation Radar and the TRMM Microwave Imager. This gives us a virtually infinite database which also is fully compatible with the measurement made by TRMM. The main source of error becomes then the error associated with the power laws used to convert the radar reflectivity into rain.

For the treatment of the parameterization that depend on the drop-size distribution, we present a coherent approach for the PR and the TMI based on the normalization techniques. Then the principle of the co-located database is presented and performances of the developed algorithm are estimated. The evolution of the relative error as a function of the rain rate is also presented and analyzed. Results show that a database made of about 35,000 profiles covers most situations, keeping the error at a reasonable level for most of the observed rain ranges. It also shows that the relative error is very sensitive to the rain rate with maximum errors at the low and high end of the rain intensities (+60% and -30% respectively) and a minimum error between 1 and 7 mm.hr⁻¹. The retrieval method is optimized to exhibit a low total bias for climatology purposes and thus shows high standard deviation on point-to-point comparisons.

The developed algorithm is used on the case of hurricane Bret (1999) where the retrieved rain field is analyzed in terms of structure and intensity and compared to the PR original rain field. In particular, the mesoscale asymmetries of the rain structure are checked to verify the capability offered by microwave radiometers in hurricane observation, knowing how important are the

features from large to mesoscale to diagnose the system evolution. The radiometer usual spatial resolution is adequate for large scale but certainly critical to describe accurately mesoscale features. The results show that the structures are indeed well reproduced even if the retrieved rain misses the highest peaks of precipitation. Nevertheless, the mesoscale asymmetries are well reproduced and the maximum rain is found in the correct quadrant. Once again, the total bias is low which opens to possible future calculation of the heat sources/sinks associated with precipitation production and evaporation.

1 Introduction

The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) offers a unique instrumental design with a 200 km-wide common swath for the TRMM Microwave Imager (TMI) and the Precipitation Radar (PR). On the one hand, the TMI measures 9 brightness temperatures (T_B) at 5 different frequencies : 10.65, 19.35, 21.3, 37.0 and 85.5 GHz (hereafter referred to as : 10, 19, 21, 37 and 85 GHz). The measures are made at both horizontal (H) and vertical (V) polarizations for all channels but the 21 GHz which is only vertical. On the other hand, the PR operates at 13.8 GHz and provides vertical profiles of reflectivity (Z in dBz) that can be converted into precipitation profiles either as rain rate profiles (R in mm.hr⁻¹) or water content profiles (W in g.m⁻³). Viltard *et al.* (2000) performed a series of T_B simulation from PR-derived profiles and compared these simulated brightness temperatures to the observed one. This first study showed the good consistency between the PR and the TMI observation. This allowed them also to test the quality of the radiative transfer simulation and its sensitivity to raindrop size distribution when compared to observed brightness temperatures (Viltard *et al.*, 2000). It showed that the drop size distribution has an impact on the simulated brightness temperatures, but some important hidden parameters might affect the simulation as well with a comparable order of magnitude : melting layer and sub-grid scale effects.

The first point was addressed in studies on the forward radiative transfer in the presence of a melting layer to quantify the impact of neglecting the effect of melting particles in the stratiform regions (Bauer *et al.*, 2000, Olson *et al.*, 2001a). These studies showed the complexity of a proper description of the melting phase due both to the lack of knowledge on the melting processes themselves and a poorly known ice phase microphysics. The second point was addressed in Harris and Foufoula-Georgiou (2001). They showed that radiative transfer calculation performed at 3 km resolution, like most cloud-resolving model simulations, can lead to important biases due to improper representation of sub-grid contribution.

Nevertheless, from Viltard *et al.*, 2000, it appeared that it is possible to reach a good consistency between PR-observed rain parameters (rain rate or water content) and the corresponding observed brightness temperatures. Apart from the two instruments inter-calibration aspects, consistency between TMI and PR measurements is a very important issue because it opens to completely new approaches in building and validating rain retrieval algorithms. Brightness temperature represent a measure of the total column of atmosphere within a given field of view, which does not necessarily relates directly to quantities commonly used in research or operational

applications like surface rain rate for instance. Thus, in order to be able to retrieve the surface rain from a measured brightness temperature vector, it is necessary to use a-priori information from the atmospheric physics principles. For most of the retrieval methods, this is done through the use of a database of "physically possible" profiles of precipitation and the set of simulated brightness temperatures associated to each of these profiles. The retrieval algorithm itself either looks for the most probable profile inside the data base from the measured brightness temperature vector, or it works as a interpolation function from the space of measured brightness temperatures to the space of possible surface rain rates. The first type of approach, is used in the Bayes-based algorithms such as the Goddard Profiling algorithm (Kummerow *et al.*, 1996 and Olson *et al.*, 1996) or its operational version known as the 2A12 algorithm (Kummerow *et al.* 2000 and 2001). It is also used in the PATER algorithm (Bauer, 2001 a and b) and the algorithm described in Panegrossi *et al.* (1998), now known as BAMPR. The second type of technique is an application of artificial neural network techniques as in the work of Moreau *et al.* (2002).

The original idea in this paper is to use the specifications of the TRMM instrument package to build a database from co-located observation of surface rain rate and brightness temperatures. The surface rain rates are processed from the PR reflectivity profiles and the brightness temperatures are observed simultaneously (almost) with the TMI. It is interesting then to see how the representativeness of the database impacts on the quality of the results. It also allows us to check if a consistent surface rain rate for PR- and TMI-based rain estimates leads to the differences commonly observed in the retrievals.

Section 2 is dedicated to the PR and TMI data processing. It details the steps necessary to perform the co-location and scaling of the PR data into the TMI field of view, to go from PR-measured reflectivity to water content and eventually surface rain rate and the treatment done on TMI channels. Section 3 details the database built from the co-located data and the principles of the associated Bayesian-based algorithm. This section also gives an estimate of the algorithm performances. Section 4 presents the results obtained on the case of Hurricane Bret observed in 1999. Finally, section 5 presents the conclusion and perspectives of this work.

2 TMI-PR data processing

2.1 Co-location of PR and TMI data

The TMI and the PR instruments are observing the earth surface under very different geometry. The PR is a cross-track scanning radar (± 17 degrees off-nadir), leading to an almost-regular grid at the Earth's surface with a pixel roughly every 4.5 km in both cross- and along-track direction. There are 49 pixels cross-track in a scan line and about 9150 scan lines in an orbit. On the center of PR swath, the radar bins reach the earth surface but on the edges of the swath, the minimum altitude of a measurement is about 1.5 km due to contamination by ground clutter of the lower bins.

The TMI is a conical scanning instrument with a constant incident angle at the surface (52.8 degrees for the beam centers) but the pixel size depends dramatically on the frequency. Each TMI scan has 208 high frequency pixels (85 GHz) and only 104 pixels at the other frequencies. The distance between two pixel centers in the same scan is 9.1 km at the low frequencies while the distance between two scans is about 13.9 km. An orbit has approximately 3000 TMI scans.

Fig. 2.4 summarizes the configuration of the PR and TMI pixels within the common swath, close to the satellite nadir for real pixels (Orbit #20171, on the 2001/05/30). One might notice that the center of the TMI scan and the PR scan are not exactly co-located. A closer look at the data shows that the respective position of the respective centers of the two instrument's scans changes during an orbit. This probably results from altitude control of the satellite affected by a slight precession motion. This unimportant effect constrains to work with latitude and longitude references and forbid the co-location based on pixel numbering by rows and columns.

Working with co-located PR and TMI pixels means dealing with an important number of data. Most of these data being highly correlated specially due to the overlapping of the low frequency TMI channels. In order to preserve independence between the profiles finally kept in the database, not all the TMI pixels are actually taken into account we only keep one every other pixel along-scan and one every other scan along-track. Furthermore, only the PR pixels from the center of the swath are kept, minimizing the risks of erroneous rain rates due to poorly corrected surface echoes. Because we are interested in the common PR and TMI swath only, which extends only 100 km on each side of the sub-satellite nadir point and we want all TMI channels at once for the comparison, we keep only 36 TMI pixels per scan.

The remaining brightness temperatures vectors are associated with the PR-estimated (see paragraph below) surface rain rate, averaged over a circular area of 12.5 km radius surrounding

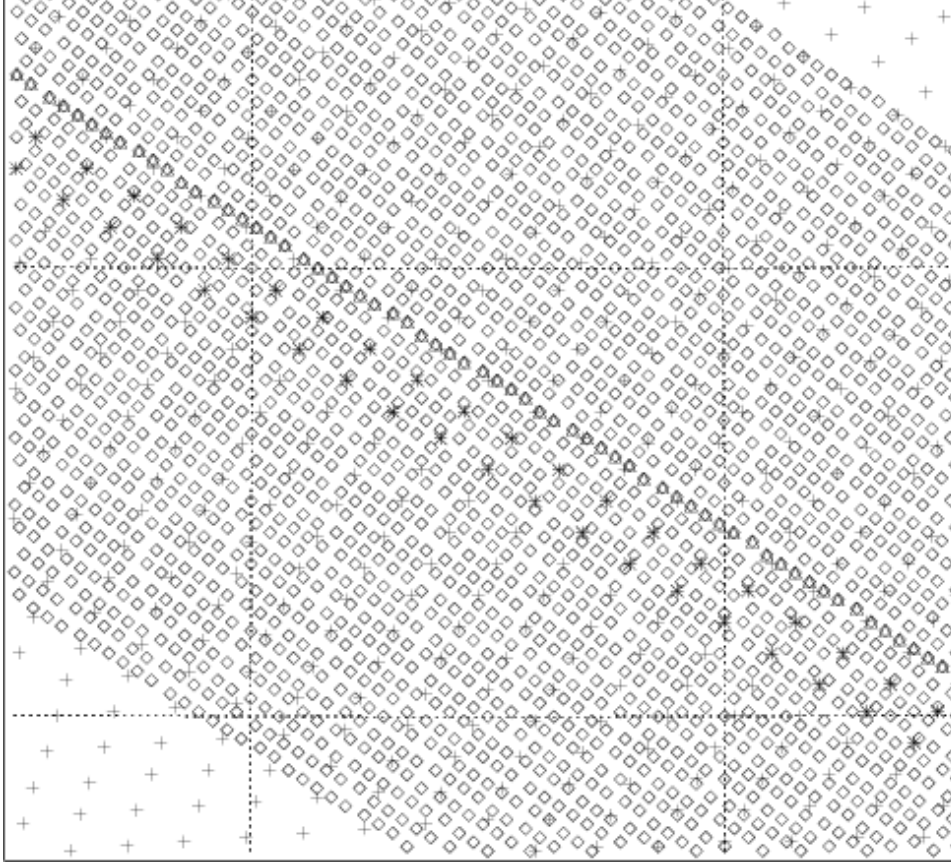


FIG. 2.4: Horizontal distribution of PR pixels (diamonds) and 85 GHz TMI pixel centers (plus sign) on a subtract of TRMM orbit. The bold triangles stand for the middle of the PR scan (nadir) and the two rows of bold stars stand for the middle of the TMI swath.

the TMI pixels center. Within such a circle there are about 20 PR pixels. This average represents approximately the resolution of the 37 GHz channel and corresponds approximately to the spatial resolution of the Gprof or 2A12 algorithms (Kummerow *et al.* 1996 and 2001). The conversion of PR-measured reflectivity into surface rain rate is described in the next section and requires a detailed explanation.

2.2 Conversion of PR reflectivity to surface rain rate

Conversion of the reflectivity factor (Z) measured by the PR to either rain rates (R) or water contents (W) taking into account the attenuation (k) is a key issue. The relationship between R , W , k and Z being power laws and depending on the drop size distribution characteristics,

a small change in the coefficients might have a dramatic impact on the results. The standard 2A25 algorithm provides a rain estimator of quality, especially in its standard version 5 (Iguchi *et al.*, 2000). In this study, we decided to use an alternate estimate for the PR rain rate based on Ferreira *et al.* (2001) and to use the normalized approach for the drop size distribution (DSD) as proposed by Testud *et al.* (2000). Such a combination of approaches was already used in Viltard *et al.* (2000) and proved to be very convenient and robust.

Using the normalized DSD, the number of drops of a given diameter D of any Gamma-type of distribution is given by :

$$N(D) = N_0^* \kappa(D, \mu) \exp\left((3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right) \quad (2.3)$$

with :

$$\kappa(D, \mu) = \frac{\Gamma(4)}{3.67^4} \frac{(3.67 + \mu)^{4+\mu}}{\Gamma(4 + \mu)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^{4+\mu} \quad (2.4)$$

where μ is the shape coefficient of the distribution, set to 3 in the present study to be consistent with the DSD hypothesis used in 2A25 standard algorithm (Iguchi *et al.*, 2000). D_0 is the median diameter. Note that N_0^* identifies with the classical Marshall-Palmer exponential-type distribution intercept N_0 , for $\mu = 0$.

Using N_0^* allows us to write the power laws that link W , Z and k as :

$$k = \alpha N_0^{*(1-\beta)} Z^\beta \quad (2.5)$$

$$W = l N_0^{*(1-m)} Z^m \quad (2.6)$$

$$W = f N_0^{*(1-g)} k^g \quad (2.7)$$

with $g = m/\beta$ and $l = f\alpha^g$. The l , m , f , g , α and β are coefficients set according to the chosen drop size distribution. Numerical values for l , m , N_0^* and g are given in Table 2.2. The given coefficients are based on data collected over the globe and during the TOGA-COARE experiment as presented in Kozu *et al.* (1999) and Ferreira *et al.* (2001).

The water content W (in g.m³) of any water species seems a better quantity than the rain rate R (in mm.hr⁻¹), since the latter contains an implicit hypothesis on particles/drops terminal fall speed velocity. Furthermore, the water content is a quantity that relates to volume and thus is more directly connected to the brightness temperatures which are sensitive to the total columnar water content. This is why we present here a system that uses W as the variable to be retrieved since the considered algorithm is build with vertical profile retrieval in mind. In the presentation

of the results we nevertheless deal mostly with surface rain rate since this first study is meant to evaluate the performances of the algorithm and the impact of the database on the quality of the results and surface rain rate is more commonly used. The conversion we use to go from W to R is based on the $Z - R$ relationship that can also be written as :

$$R = aN_0^{*(1-b)}Z^b \quad (2.8)$$

which leads to the following by combining (2.8) with (2.6) :

$$R = \frac{a}{l^{b/m}}W^{b/m} \quad (2.9)$$

Because of the normalized approach, l , f , a and α are independent from μ , while m , g , b and β are only weakly dependent on μ .

	m	l	N_0^*	$lN_0^{*(1-m)}$	g
Convective	3.2757581	0.537	15.66	7.031 10-3	0.6962
Stratiform	3.2757581	0.537	7.42	4.969 10-3	0.6778

TAB. 2.2: Values of power laws coefficients

Ferreira *et al.* (2001) performed a sensitivity study of the set of power laws (2.5)-(2.9) to the uncertainties on α , l , f and a and on the radar calibration. They showed that given a well calibrated radar, the more stable relationship would be (2.7), provided that local variations of N_0^* in (2.5) would be accounted for through the use of the relation $\delta\alpha \equiv \delta N_0^{*(1-\beta)} = \epsilon_f$. The ϵ_f coefficient is generated by the surface reference technique as proposed by Meneghini and Nakamura (1990) and used in the 2A25 algorithm (Kozu *et al.* 1999, Iguchi *et al.* (2000)). This assumption is valid for rain situations where attenuation is strong enough for the surface reference technique to apply. Finally, combining the above remarks and the set of equation, Ferreira *et al.* (2001) showed that the best estimate for W would then be :

$$W = \epsilon_f^g f N_0^{*(1-g)} k^g \quad (2.10)$$

provided that ϵ_f is indeed close in average to unity. The use of (2.9) allows us to convert W to R and we decided to keep as a reference the value at 2 km altitude which will be the so-called “surface rain”, mentioned in the rest of the present paper. This results from the fact that the

reflectivity below 2 km is not always available (shadow region on the edge of PR scan) and that the attenuation error and spurious ground clutter contamination increases as one considers the lowest bins of the PR.

One can notice that the set of relation (2.5) to (2.10) are self-consistent and the difference between the best W estimator and the W from straight use of (2.7) is only depending on how close to unity are g and ϵ_f in (2.10). In an ideal situation, the power laws relationship set in the 2A25 algorithm would be valid everywhere around the globe and ϵ_f should be equal to unity all the time. This is obviously not true as it is known the DSD is dependent on the rain situation but also on the region of the world, and thus ϵ_f is only expected to be on average equal to unity. In the 2A25 algorithms, two main DSD are used : one for convective cells and one for stratiform regions. The classification between convective and stratiform (C/S classification) is given as a standard product in 2A25. The classification (actually issued in 2A23 algorithm) is presented in Awaka (1998) and uses both a horizontal texture indicator (Steiner *et al.*, 1995) and a bright-band detection criterion. The definition might then slightly differ from what is currently accepted as “convective” and “stratiform” rain, based on dynamic criterion. If g in (2.10) is set in the algorithm only once (depending on the radar bin altitude only), ϵ_f varies and is computed for each of the radar pixels as mentioned above. The set of coefficients of Table 2.2 are used accordingly for convective and stratiform situation as given by the 2A23/2A25 classification.

	Z (dBZ)	20	30	40	50
W (g.m ⁻³)					
MP		0.05	0.16	0.59	2.11
Gamma	Convective	0.08	0.28	0.99	3.40
	Stratiform	0.06	0.20	0.70	2.41

TAB. 2.3: Conversion from reflectivity to water content

Table 2.3 gives an approximate idea of the range of the changes between Marshall and Palmer (1948), and the values obtained in the present paper using the procedure that was just described. It appears that both the convective and the stratiform rain estimates are quite different from Marshall-Palmer (and very close to version 5 of the 2A25 algorithm). This difference is mostly due to the change on N_0^* value. For the same effective reflectivity, the Marshall-Palmer coefficient give a water content estimate lower by approximately 12-16 % for stratiform and 37-38 % for

convective. This emphasizes the high sensitivity of PR-based water content (and even more rain rate) to the drop size distribution.

As mentioned above, we decided to take as “surface rain” the rain rate at 2 km altitude because PR exhibits a region with no useful reflectivities below 1.5 km on the edges of the swath due to ground clutters. A +10 % correction factor is used on the rain rates in mm.hr^{-1} at 2 km altitude to account for the change in air density between 0 and 2 km altitude as proposed by Iguchi *et al.* (2000). This 10 % correction factor does not relate to any assumption on the shape of the profile below 2 km altitude but just on the air density effects. The rain rate we use throughout the present paper is not the actual surface rain rate and does not contain any other physical assumption than the DSD chosen to set up the $Z - R$, $k - Z$, and $R - W$ relationships.

2.3 Processing of the TMI channels

The spatial resolution of the TMI channels varies dramatically from 7x5 km at 85 GHz to 37x63 km at 10 GHz. This raises a problem in terms of field-of-view characteristics : the average rain rates within an 85 GHz pixel and the corresponding 10 GHz pixel can be completely non-correlated. Also, it was observed that the 85 GHz channel could be substantially noisier than the lower channels, either due to the geometry of the instrument having a lower beam efficiency at 85 GHz (Kummerow *et al.*, 1998) or due to its nature essentially sensitive to the highly irregular ice field. Thus, we arbitrarily decided to substitute each 85 GHz pixel with the distance-weighted average of its 15 closest neighbors, keeping the standard deviation of this averaging as an index of the horizontal texture of the 85 GHz brightness temperatures. This texture is known to be a possible estimator of the convective character of an observed cell (Hong *et al.*, 1999). This smoothing of the 85 GHz horizontal field naturally reduces the spatial resolution of this channel, bringing it closer to the resolution of the 37 GHz channels.

At the other end of the resolution problem is the low frequency channels coarse spatial resolution. Various authors performed a series of studies on de-convolution techniques to enhance the spatial resolution of lower channels (Farrar and Smith, 1992, Bauer and Bennartz, 1998). Although convincing, in the present study no such technique was used. It is probable that at least a de-convolution of the 10 GHz channel might improve the correlation of this particular channel with the surface rain rate at the resolution of the 37 GHz channel. The 10 GHz channel, because it has really large footprints is very affected by beam-filling problems and the non-homogeneous distribution of the rain, while it is the most sensitive channel to surface rain

rates. The drawback of de-convolution approaches is the increasing of the noise level that comes along. It was showed that this effect can be controlled (*e.g.* Bauer and Bennartz, 1998) by using a thresholding technique. For this reason, future versions of the retrieval algorithm will more likely include such de-convolution techniques at 10 GHz, bringing at least the 10 GHz closer to the resolution of the 19 GHz channel.

3 Retrieval method description

3.1 Database characteristics

The database of this first version of the algorithms is made of rainy situation (as detected by PR) observed over the globe during randomly selected periods in February and August 1998, January and August 1999 and 2000. It represents about 35000 profiles distributed over a 200 different orbits. The histogram of the surface rain rates situation included in the database is presented Fig. 2.5 and is assumed to be statistically representative. The type of rain systems used in the database were neither filtered nor selected but a few cases of tropical cyclone situations were added. Most of the systems represented in the base are oceanic MCSs and mid-latitude (30-40°) oceanic front bands.

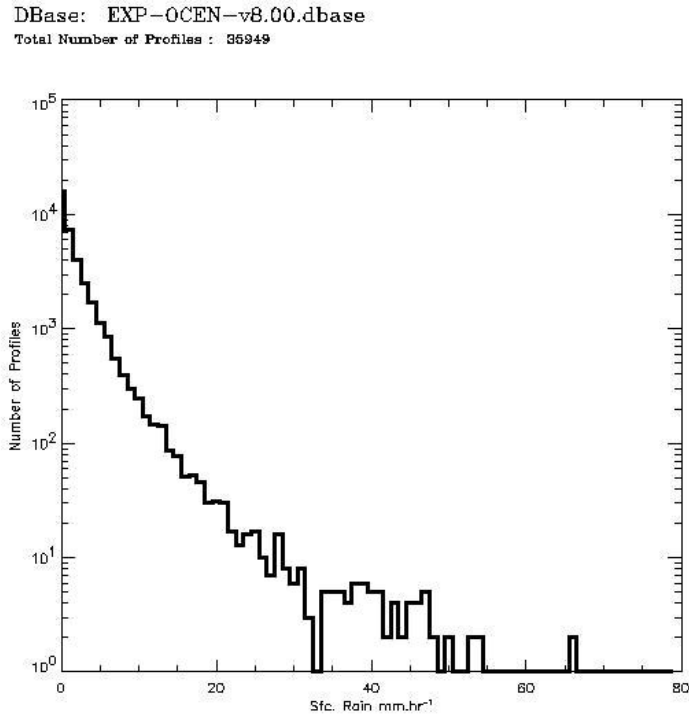


FIG. 2.5: Histogram of rainrates in the database.

Lower rain rates are the most common and higher rain rates (above 25 mm.hr⁻¹) are weakly represented. Rain rates with a few occurrence are observed between 30 and 52 mm.hr⁻¹. Rain rates with only one occurrence are recorded above 52, up to the maximum observed rain rate that is about 78 mm.hr⁻¹. Although the minimum detectable rain rate by PR is given by PR sensitivity (about 17 dBz or 0.1 mm.hr⁻¹), rain rates below this threshold are present in the data base due to the spatial averaging from PR resolution to 37 GHz TMI resolution.

It is probable that some situation of very light uniform rain might not be represented, being considered by the radar as non-raining. These situations are probably marginal and will not bias the results except if warm rains and other shallow convection are part of this category. No systematic studies were performed to insure that such types of precipitation are represented in the database, but low rain (below 0.5 mm.hr⁻¹) represents more than 50 % of the total database. These low rain rates are statistically the most common and also they might represent a wide range of variations of the lower frequencies T_B s due to the secondary parameters like sea surface temperature, water vapor content, freezing level variations etc ... This increases dramatically the size of the database. This is why we decided to work with emissivity and scattering indices (as explained in the next section), which reduces the intrinsic sensitivity to these extra parameters.

3.2 Retrieval Algorithm Principles

The retrieval algorithm is based on the Bayes theorem and this type of techniques is extensively described in Kummerow *et al.* (1996, 2001) and Olson *et al.* (1996). Furthermore, to minimize the influence of the surface variability we followed the suggestion of Petty (1994) and Kummerow *et al.* (2001) using the scattering indices S_j , where j stands for 37 and 85 GHz and the emissivity indices P_i where i stands for 10, 19, 37 and 85 GHz. These variables are defined as :

$$P_i = \frac{\Delta T_i}{\Delta T_i^{Clr}} \quad (2.11)$$

with ΔT_i being the brightness temperatures difference $T_{iV} - T_{iH}$ and T_i^{Clr} being the corresponding T_B of the nearest precipitation-free pixel, and :

$$S_j = P_j T_{jV}^{Clr} + (1 - P_j) T_c - T_{jV} \quad (2.12)$$

with $T_c = 273K$.

Then, substituting the vector of measured brightness temperatures T_{Obs} by the corresponding vector of indices X_{Obs} (X standing for the two S_j and the four P_i), it comes that the probability that a given rain profile W is associated with a measurement is expressed as :

$$E(W) = \frac{1}{A} \int \int \int \dots \int W_{Dbase} \exp \left[-0.5 \frac{(X_{Obs} - X_{Dbase}(W_{Dbase}))^T (O + M)^{-1} (X_{Obs} - X_{Dbase}(W_{Dbase}))}{1} \right] dW \quad (2.13)$$

where X_{Dbase} is the vector of indices set in the database associated with the rain profile W_{Dbase} , $(\dots)^T$ stands for the transpose of a vector, and O is the observation error covariance matrix and M is the error covariance matrix associated to other sources of errors. A is a normalization factor defined as :

$$A = \int \int \int \dots \int \exp \left[-0.5 \frac{(X_{Obs} - X_{Dbase}(W_{Dbase}))^T (O + M)^{-1} (X_{Obs} - X_{Dbase}(W_{Dbase}))}{1} \right] dW \quad (2.14)$$

Finally, this expression is reduced using the Monte-Carlo method where the integral in (2.13) is evaluated over a large number of realizations of the retrieval parameters. It is also assumed that the O and M are diagonal, *i.e* the errors are uncorrelated. Hence :

$$W = \sum_{k \in Dbase} \frac{W_k}{A} \exp \left[\sum_{l=1,6} -0.5 \frac{1}{\sigma_l^2} (X_{lObs} - X_{lDbase})^2 \right] \quad (2.15)$$

where l varies from 1 to 6 to account for the two S_j and the four P_i .

In the present case where there is no model-related errors, the M matrix vanishes and the σ_l^2 are the diagonal elements of the O matrix, assuming that the observation errors between two channels are uncorrelated. Setting a numerical value for these σ for each of the channel is a difficult task. Kummerow *et al.* (1998) gives the values of the calibration and sensitivity for the different instruments which can be a base to state the possible values for the σ_l . L'Écuyer *et al.* (2001) provide an estimates for this variance co-variance matrix based on objective error calculation. In our case, it was possible to calculate these elements from the data and the used values are reproduced on Table 2.4.

As these errors are slightly rain rate dependent, we used a simple polynomial interpolation to avoid discontinuity between the different rain regimes. As one might notice from Table 2.4, the empirical values prescribed are slightly larger than those prescribed by the objective calculation. This might be due to the extra uncertainty introduced from the PR measurements themselves.

	P_{10}	P_{19}	P_{37}	P_{85}	S_{37} (K)	S_{85} (K)
a_0	0.13772	0.20154	0.23326	0.21260	4.018	16.623
a_1	-0.00101	-0.00315	-0.01135	-0.00567	0.376	0.232
a_2	—	—	0.0001419	0.0000673	—	—
L'Écuyer	0.059	0.049	0.039	0.08-0.16	4.6-14.0	12.6-20.8

TAB. 2.4: Empirical Variances-Covariance error matrix elements as a polynomial function of rain rate R : $\sigma = a_0 + a_1 * R + a_2 * R^2$.

All the $\sigma_l(R)$ are found to be decreasing functions of R excepted for the P_{37} and P_{85} which appear to be best fitted with a slightly parabolic shape. This tends to show that as the rain rate increases, the correlation of the P_i with the rain rate increases and tends to compensate the reduced number of profiles. For the lowest rain rates, the 10 GHz offers the smallest covariance but also the smallest decrease with rain, remaining almost constant. P_{19} and P_{37} are close at both ends of the rain range but the latter exhibits a fast decrease and then a slow increase while the former decreases regularly. P_{85} is actually almost constant over the whole rain range with simply a slight decrease in the middle. The two S_j are slowly increasing with rain rate as if the scattering signature was somehow not very well correlated with surface rain which makes sense but is also contrary to what is usually accepted as a good signature for intense rain. Horizontal transport of ice crystals and the instrument geometry (52° incidence angle) might contribute to this effect.

3.3 Quality of retrieval

A subset of rain situations similar to those used for the database was set apart for quality testing purpose. The subset is made of about 26500 pixels extracted from May 2001 from orbits #19873 to orbit #20071. Fig. 2.6 shows the total scatter plot of the retrieved rain vs. the initial (expected) rain.

The match is globally good but the point are scattered. The linear regression line shows that the retrieved rain tends to underestimate the higher rain rates and slightly overestimate the lower end of the scale.

This has to be completed with Table 2.5 that shows the quality of the retrieval as a function of the surface rain rate. The low-bias nature of the developed algorithm is clearly visible in these

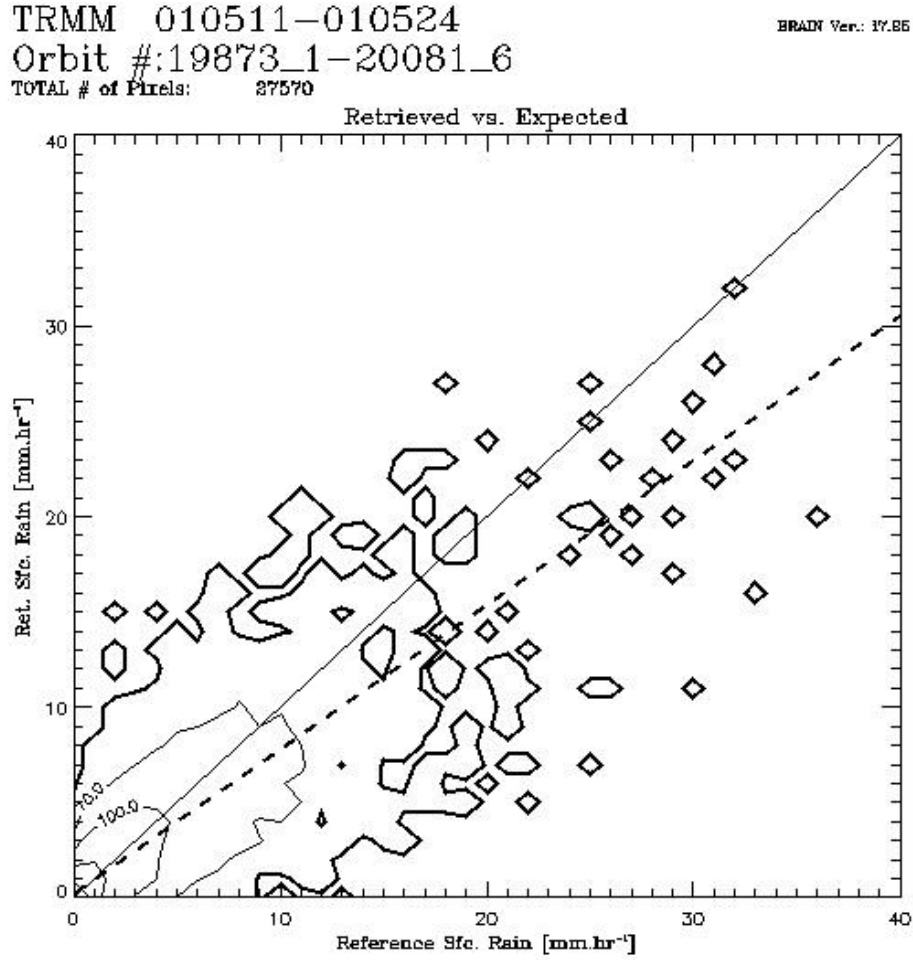


FIG. 2.6: 2-dimensional histogram of retrieved rain vs. PR-computed rain. The contours represent the number of points in the considered rain interval. Solid thick contour is the 1 point contour, other contours are labeled. The solid line is the $x=y$ line and the dashed line stands for the linear regression.

results. For each surface rain intervals the mean retrieved rain and the bias with respect to the so-called PR reference rain is given. The algorithm was optimized to have smooth rain fields with a low total bias. This is reached because of compensating effects between the underestimation of the higher rain rates and the over estimation of the lower rain rates : the algorithm shows a tendency to underestimate the rain above 5 to 6 mm.hr⁻¹ and overestimate the rain below 1 mm.hr⁻¹. The respective number of point (see database “natural” histogram on Fig. 2.5) compensate for relative importance of the bias (*e.g.* a lot of low-biased pixels compensate for a few high-biased ones). On the other hand, the standard deviation of the bias for each class of rain remains high, which means that the pixel-to-pixel comparison will not always be very good

Rain Interv.	# pixels	$\langle Bias \rangle$	$\langle Retrieved \rangle$	$\langle Expected \rangle$	$\langle \sigma Bias \rangle$
30.0-15.0	125	-5.903	13.176	19.079	5.605
15.0-10.0	305	-2.857	9.095	11.952	4.114
10.0- 8.0	268	-1.767	7.069	8.836	2.964
8.0- 6.0	470	-1.005	5.910	6.915	2.650
6.0- 5.0	423	-0.751	4.718	5.469	2.274
5.0- 4.0	633	-0.558	3.901	4.458	2.040
4.0- 3.0	1109	-0.326	3.141	3.466	1.586
3.0- 2.0	1883	-0.115	2.339	2.454	1.365
2.0- 1.0	4250	0.062	1.489	1.427	0.934
1.0- 0.5	4810	0.128	0.850	0.723	0.620
0.5- 0.0	12311	0.123	0.336	0.214	0.418
Total Sfc. R :		-0.052	1.209	1.261	1.297

TAB. 2.5: Global performances of Brain (all values in mm.hr⁻¹) except for the # of pixels

and explains the scattering of figure 2.6.

The underestimate comes from the saturation regime leading to ambiguous solution : the same T_B vector representing very different rain rates. These rain rates having the same probability are averaged, which leads to a intermediate value not representing the true rain situation. As the rain rate increases, the polarization signal arising from the ocean surface polarized emissivity is no longer seen which correspond to the moment where scattering progressively overtakes emission and as such, the brightness temperatures reach their maximum (*e.g.* about 272 K for TRMM 10 GHz channel over ocean). If the rain rate continues to increase, scattering lowers the brightness temperature leading to situation where the same value represents two very different rain rates.

A solution to overcome this effect is used in some retrieval techniques. For instance Hong *et al.* (1999) have shown that it is possible to estimate the “convectiveness” of pixels either from a combination of T_B or on the texture of the T_B field (Olson *et al.* 2001b). This divides the rain systems into convective intense rain and stratiform moderate-to-low rain rates. That classification helped to develop the concept of “distance to convection” which is like an a-priori information on how intense should be the rain. Such a technique was not used here because we

Rain Range	# pixels	$\langle \text{Retrieved} \rangle$	$\langle \text{Expected} \rangle$	$\langle \text{Bias} \rangle$
30.0-15.0	11	16.918	22.774	-5.856
15.0-10.0	10	11.949	12.837	-0.888
10.0- 8.0	5	8.531	9.146	-0.615
8.0- 6.0	32	8.182	6.768	1.414
6.0- 5.0	20	5.759	5.537	0.223
5.0- 4.0	22	5.750	4.461	1.288
4.0- 3.0	24	4.751	3.437	1.314
3.0- 2.0	40	3.311	2.483	0.828
2.0- 1.0	44	2.420	1.460	0.960
1.0- 0.5	42	1.413	0.743	0.670
0.5- 0.0	108	0.689	0.162	0.528
Total Bias		S. Dev.		
Total Sfc. R :	0.205	4.082		

TAB. 2.6: As for Table 2.5 but for the case of Bret

wanted to really quantify the impact of the database representativeness.

Another possible source of error arises from the low rain rates that might be biased because of the detection threshold of the PR as explained at the beginning of section 3.

The evolution of the relative error of the algorithm with respect to the PR rain considered as a reference is also shown on Fig. 2.7. It clearly shows the high uncertainties associated with the low rain rates very well represented in the database but extremely sensitive to external effects like sea surface temperature, cloud presence, water vapor profile or temperature profile. The the relative error drops when the T_B signal reaches its maximum correlation with rain between 1.5 to 7 mm.hr⁻¹. Within this range of rain intensity, the relative error remains below 15%. Then it begins to increase again to reach an average of 30% underestimate for 20 mm.hr⁻¹ and above. At the same time, the standard deviation of the error, shown also on Fig. 2.7 increases almost linearly with the rain rate, showing the ambiguous nature of the measured signal and the diminishing representativeness of the database for the highest rain rates. One must remember the hypothesis that allowed to simplify (2.13) into (2.15) that stated that the distribution of probability in the database was natural.

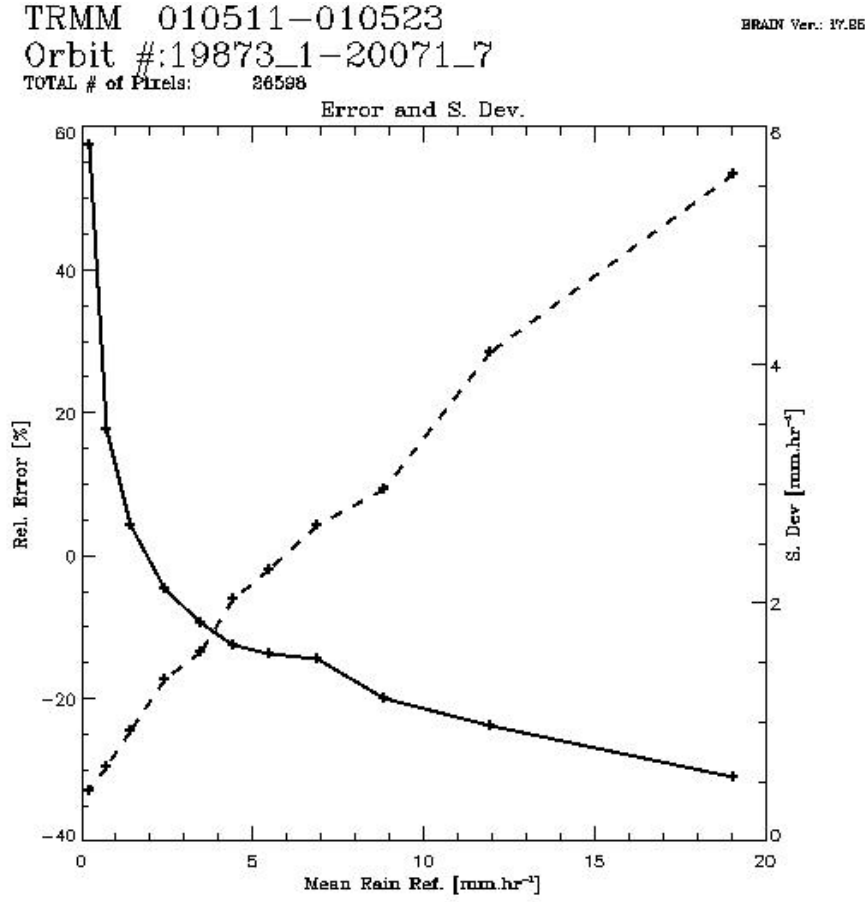


FIG. 2.7: Evolution of the relative error (solid line, left-hand axis) and its standard deviation (dashed line, right-hand axis) as a function of rain rate intensity.

4 Results

4.1 PR-related variables

Bret was a small intense hurricane that formed on 18th of August and dissipated on the 25th (Lawrence and Kimberlain, 2001). Bret crossed through the Gulf of Mexico from the West of the Yucatan Peninsula to the Southern coast of Texas. The minimum central pressure was estimated at about 942 hPa on the 22nd. At this moment, the maximum sustained surface wind speed was estimated at about 64.3 m.s⁻¹. The hurricane force winds confined to a narrow radius of about 55-75 km on the northern half and a radius of about 20 to 40 km on the southern half. On the 21st of August took place a very good over-pass of TRMM (orbit #9967) while the

system is still out of the influence of the Texas shore, right when the Hurricane was experiencing a important strengthening. During this over-pass the hurricane was caught in the field of view of both the PR and the TMI.

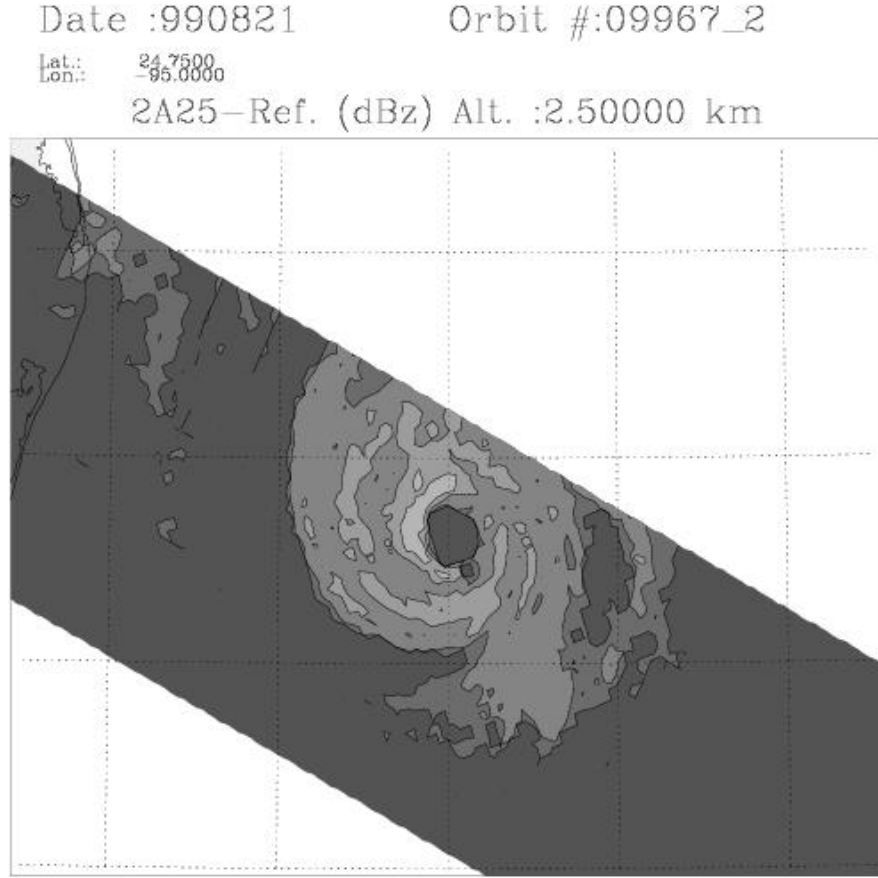


FIG. 2.8: Horizontal cross section of PR reflectivity at 2.5 km altitude. Shades of grey stand for 15, 25, 35, 45 dBz respectively from darker to lighter.

Fig. 2.8 shows the horizontal cross-section of the PR-measured effective reflectivity as found in the 2A25 algorithm. The eye of the storm is clearly visible, free of precipitation and surrounded by an eyewall that contains the maximum of activity with signatures of reflectivities above 45 dBz located in the Western to North-Western quadrant. The actual maximum reflectivity of the scene is 54.71 dBz. A series of rain bands are observed in the Western and Southern sectors that seem to surround the intense eyewall. Their reflectivities are between 35 and 45 dBz. Then spots or bands of reflectivities above 35 dBz are scattered over the whole system, embedded in the 25 dBz contour. This last reflectivity contour shows two spiraling bands in the North-Western

and South-Eastern quadrant, the former being just on the edge of the swath. On the Eastern quadrant, a spot of 35 to 45 dBz is embedded in a thin line of 25 to 35 dBz reflectivities. This is probably also a spiraling band only partially within the field of view. The 15 dBz contour shows the PR detection threshold and as thus, the boundaries of the rain region, as seen by the radar. Finally scattered rain is detected on the North-Western part of the domain, next to the shore, with maximum reflectivities of the order of 30 dBz.

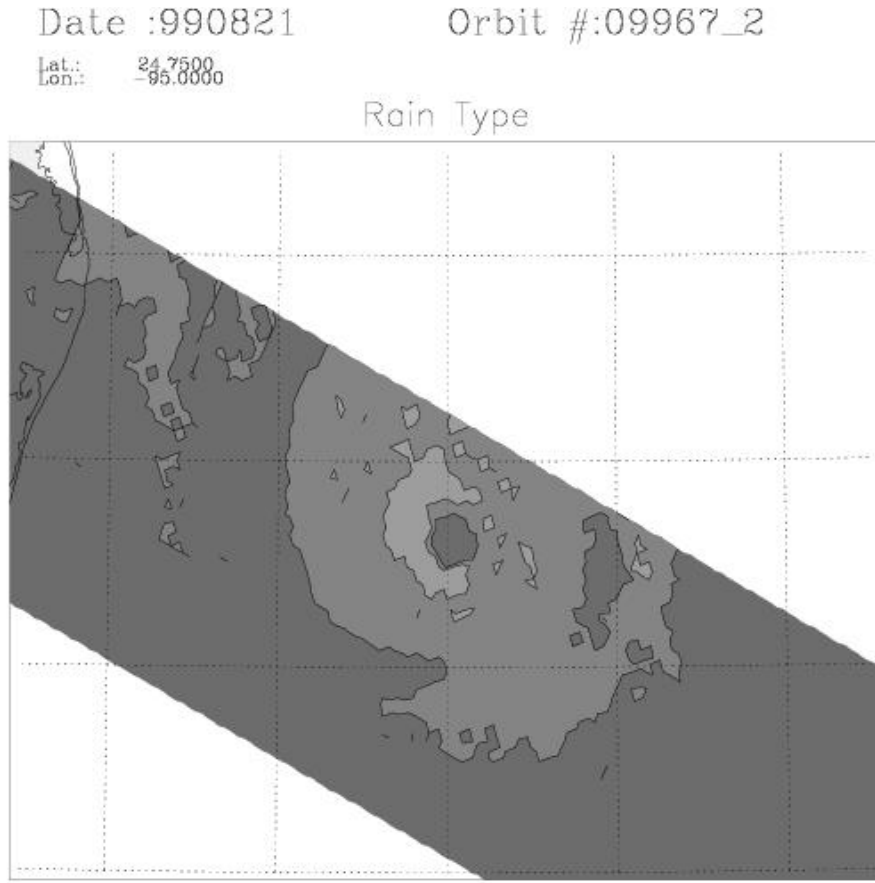


FIG. 2.9: Horizontal cross section of PR-based Convective/Stratiform classification. Shades of grey are : -light : convective; -intermediate : stratiform; -dark : unclassified or non-raining.

The convective / stratiform (C/S) classification of the PR pixels is shown on Fig. 2.9. As mentioned in section 2.2, this classification is based both on the vertical and horizontal structure of the reflectivity field. The vertical texture indicator relies on the presence of a brightband signature, indicating a stratiform region. The horizontal texture indicator relies on the heterogeneity of the reflectivity field in the convective zones. The presence of a brightband is preponderant

over the horizontal texture indicator. The C/S pattern exhibits a broad convective region in the Western part of the eyewall, almost completely surrounding the eye. Apart from this large region, the rest of the convection is spread as convective spots predominantly on the North-Eastern side of the system. This configuration is classical for hurricane, where most of the precipitation is stratiform except in the eyewall and in the spiraling bands eventually.

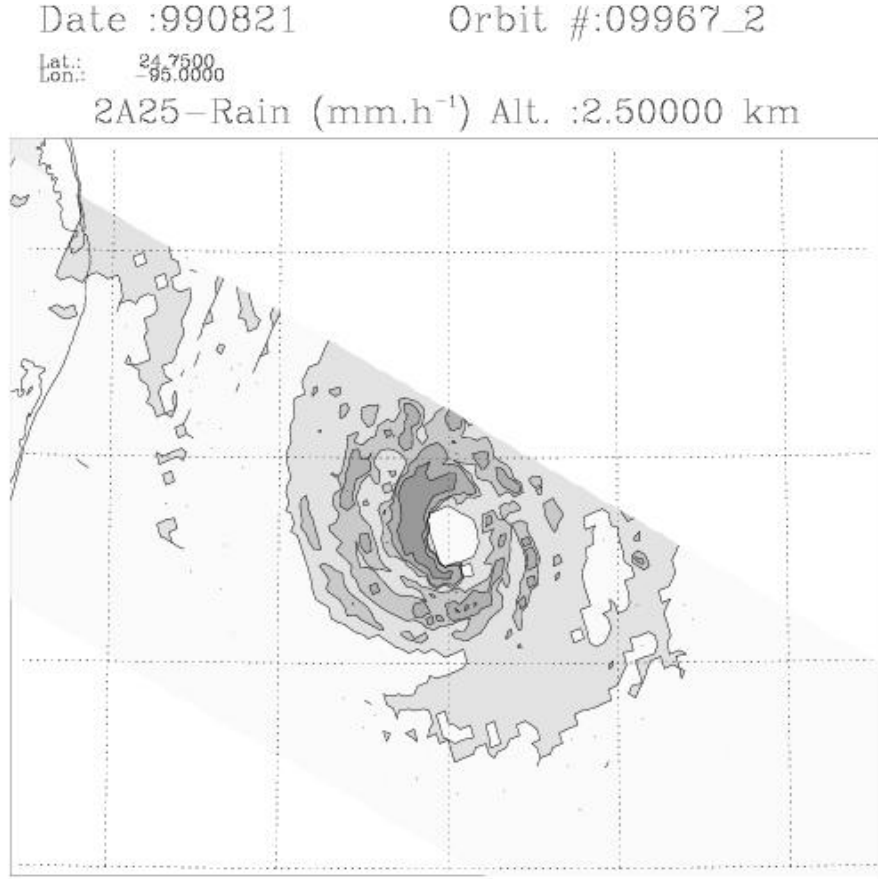


FIG. 2.10: Horizontal cross section of PR 2.5 km rainrate. Increasing shades of grey stand for 0, 5, 10, 20 and 30 mm.hr⁻¹ respectively.

Fig. 2.10 shows the horizontal cross section of the rain rate as calculated using (2.10), (2.9) and the C/S classification to determine whether to use one or the other set of coefficients provided in Table 2.2. The rain field shows about the same structures as the reflectivity field, but with a somewhat different emphasis due to both the logarithmic scale of the dBZ and the use of a power law to convert dBZ to mm.hr⁻¹. The 30 mm.hr⁻¹ contour corresponds to the active region of the eyewall, plus 3 spots in the South-Eastern band close to the eyewall. All of these

regions correspond to convective pixels in the C/S classification. The maximum measured rain rate is 166 mm.hr^{-1} , which at 4.4 km resolution is questionable, yet plausible in a very intense hurricane environment. Light rain rates between 0 and 5 mm.hr^{-1} extend over the most part of the system. These light rain rates correspond mostly to stratiform precipitation as shown on the C/S classification. Some more intense rain (5 mm.hr^{-1} contour and cells of 10 mm.hr^{-1} contour) are present in stratiform region, in the South-Western part of the outer band.

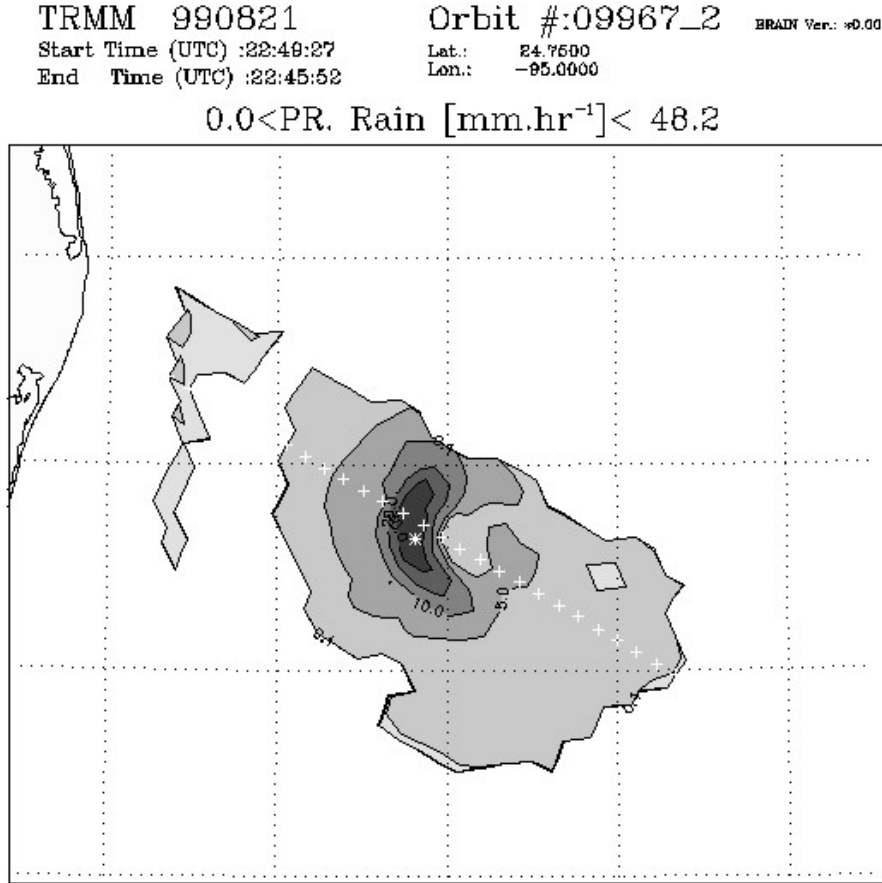


FIG. 2.11: Horizontal cross section of PR rainrate at 37 GHz resolution. Increasing shades of grey stand for 0 , 5 , 10 , 20 and 30 mm.hr^{-1} respectively. The white star is the location of the maximum while the white crosses are the reference the cross section showed on Fig 2.13.

Having the inner eyewall classified as convective with more intense rain and the outer one classified as stratiform with still intense rain is expected, because the former is an intensifying structure, while the later is a previously intense rain region in its decaying phase. Hurricane are interesting systems to study because their structure is well defined and you can identify a wide variety of regions with their specific character. The overall structure of the hurricane as seen by

the PR is consistent with what you would expect from an intense small hurricane right before it experiences an intensification period. Nonetheless hurricane environment is very specific. The sea surface might be extremely rough and it is possible that the surface reference technique (Meneghini *et al.*, 2000, Iguchi *et al.*, 2000) is not correcting properly the attenuation in such condition. One has to keep in mind that the very high rain rates (above 100 mm.hr) isolated pixels might result from over-corrected attenuation.

Fig. 2.11 shows the rain estimated from PR computed at the resolution of the 37 GHz channel ($\approx 12 \times 12 \text{ km}^2$). The loss of structure definition is obvious and the dynamic range is also affected since the maximum is now close to 50 mm.hr^{-1} . The main features are kept, with the maximum rain region located in the western quadrant of the eyewall which correspond very clearly to the region identified as convective in the Fig. 2.9. The weaker rain region in the eastern part of the eyewall is still very visible but the small spiraling rain band on the southwest was averaged within the rest of the eyewall.

4.2 TMI brightness temperatures

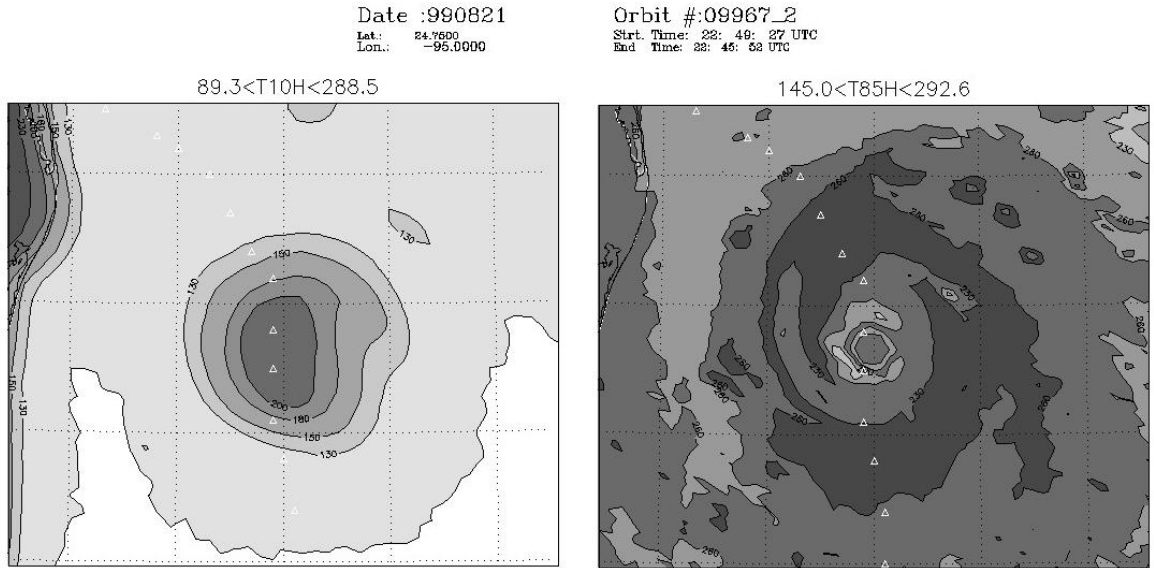


FIG. 2.12: a. 10 GHz horizontal (10H) channel over Hurricane Bret. Increasing shades of grey stand for 100., 130., 150., 180., 200., 230. and 250. K respectively. The white triangles are the best estimate of trajectory. b. Same but for 85 GHz horizontal (85H). Increasing shades of grey stand for 170., 200., 230., 260. and 290. K respectively

The brightness temperatures show also the same asymmetric structure for the system. The 10 GHz horizontal (Fig. 2.12 a) shows (over the ocean) a maximum emission on the Northwestern quadrant. The poor resolution of this channel does not help to resolve the thin structures of Bret : neither the eyewall nor the eye can be seen on Fig. 2.12 a and the hurricane itself appears as a warm round shaped spot on the cold oceanic background.

Then the 85 GHz horizontal (Fig. 2.12 b) exhibits much more detailed structures, with strong scattering inside the eyewall and lighter scattering in the surroundings. This scattering is probably due to dense ice particles presence lifted in the updrafts. One can notice that the large region of intense scattering in the south-western part of the eyewall is shifted with respect to the maximum rain detected by the radar. This is an effect of the strong radial advection of ice particles by the tangential wind : the convective cells are tilted along the wind flow. Then, lightest ice particles like snow particles are transported in the surroundings of the eyewall.

Notice also that T_B is warmer near the periphery of the eyewall than in the surroundings (260 K contour surrounding the system). This means that as we get closer to the center of the storm, there is more emission which most probably correspond to an increase in water vapor content due to vertical transport. Then as we get closer to the center, the scattering regime due to the presence of denser ice particles becomes predominant and the T_B drops down. These warmer temperature spots with a cold core are also clearly observed on the three cells in the north-eastern quadrant.

The other temperatures are not represented as the comment would not change much : as the frequency increases, the spatial resolution increases and the saturation regime is reached extends on larger areas.

A cross section along a fixed pixel number (pixel 58 in TMI scan) is presented on Fig. 2.13 **top panel**. This illustrates also the differences in spatial resolution for the different channels. P_{10} exhibits a clear signature of the hurricane presence but no information on mesoscale structure except the asymmetry of the eyewall, while P_{19} shows clearly the eyewall, the eyewall asymmetry and the eye and some local maximum in the surroundings. The S_{85} and S_{37} exhibit quite detailed structures. It is important to notice the shift between the location of the storm center as seen by both S_j and P_{19} . On this figure the TMI direction of view is from upper left to lower right hand side.

4.3 TMI-retrieved rain and comparison

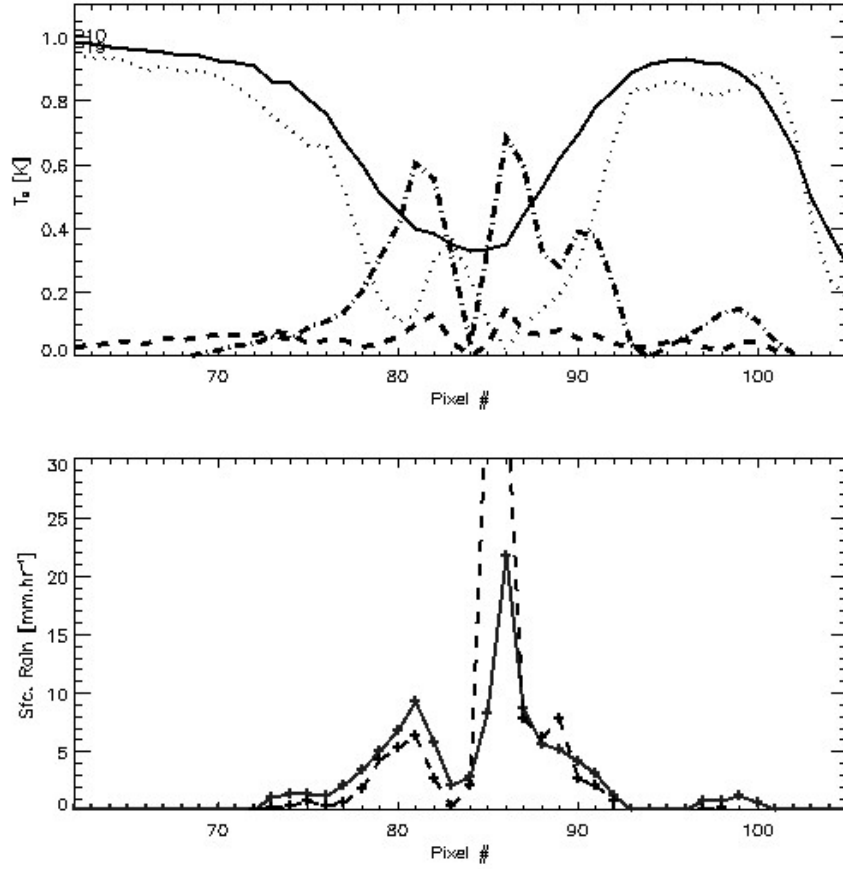


FIG. 2.13: Cross section along the white crosses of Fig 2.11 and 2.14 : Upper panel is for emission/scattering indices as P_{10} (solid), P_{19} (dotted), S_{37} (dashed), S_{85} (dot-dashed). Lower panel is for retrieved rain as BRAIN surface rain (solid) and PR rain estimates averaged to TMI 37 GHz resolution (dashed).

Fig. 2.14 presents the TMI-retrieved surface rain rate that can be compared directly to Fig. 2.11 keeping in mind the limited swath of the PR. The retrieved rain shows a good agreement with the PR-computed rain. The maximum rain intensity is 34 mm.hr^{-1} (48 mm.hr^{-1} for PR averaged), located very close to the detected PR maximum. The retrieved 20 mm.hr^{-1} contour has an extension close to the 30 mm.hr^{-1} contour of the PR. The retrieved 30 mm.hr^{-1} contour correspond somewhat to the 35 mm.hr^{-1} contour of the PR (not displayed). Extension of the 10 and 5 mm.hr^{-1} contours are similar for both the PR and the retrieved field. The rain/no-rain limit defined by the 0.1 mm.hr^{-1} contour line are in excellent agreement, even for most of the near coastline region.

The eye itself is very slightly shifted to the west and shows some light rain rate which is an obvious artifact. In the case of Bret, the eye is well marked but rather small and thus poorly

resolved by most channels but the 37 and the 85 GHz. This residual rain in the eyewall is due to the lower channels showing some emission signal through contamination by the eyewall rainfall.

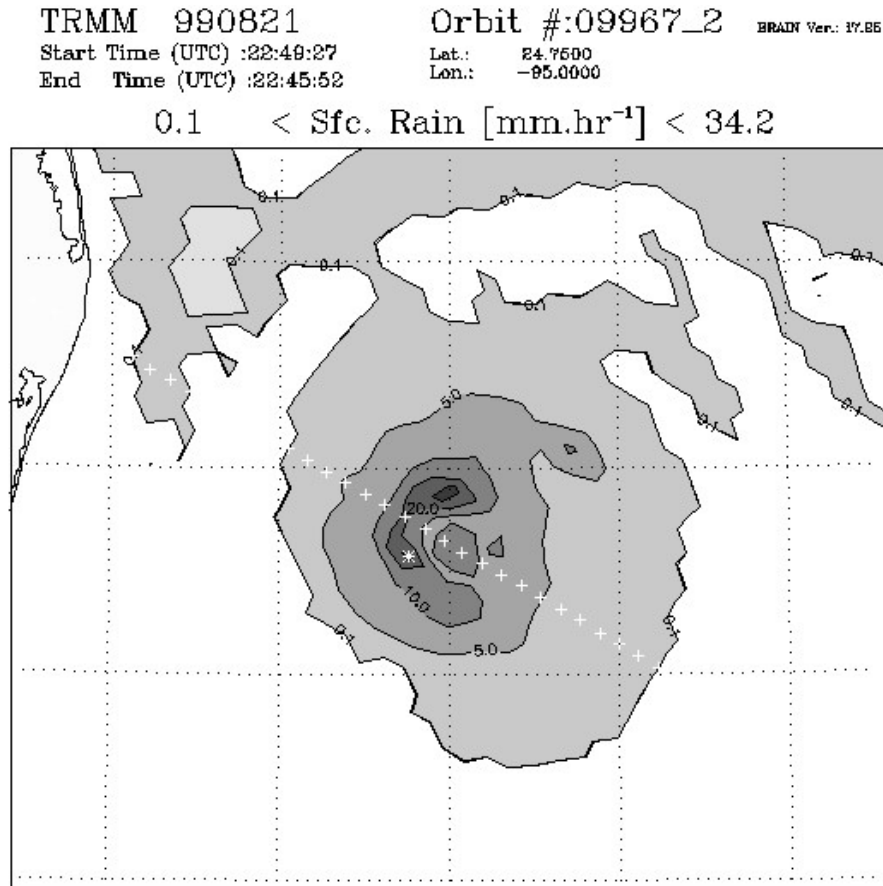


FIG. 2.14: Same as Fig. 2.11 but for the rain rate as retrieved by the algorithm from the TMI brightness temperatures.

These features are also seen on Fig. 2.13 **bottom panel** where a comparison of the retrieved and expected (PR) rain rates is presented along a constant TMI pixel number (58, white crosses on Fig. 2.11 and 2.14). The structures of the rain fields are very similar on both sides of the eyewall, even if the intensity on of the maximums are clearly different. Notice that the retrieved rain is slightly overestimated on the left hand side of the eyewall while it is in very good agreement on the right hand side. Notice also that the gradients are very well reproduced everywhere except for the maximum.

In terms of rain structures, the retrieved rain and the PR rain are in good agreement, even if there are some local differences. Fig. 2.15 presents the total pixel-to-pixel comparison between

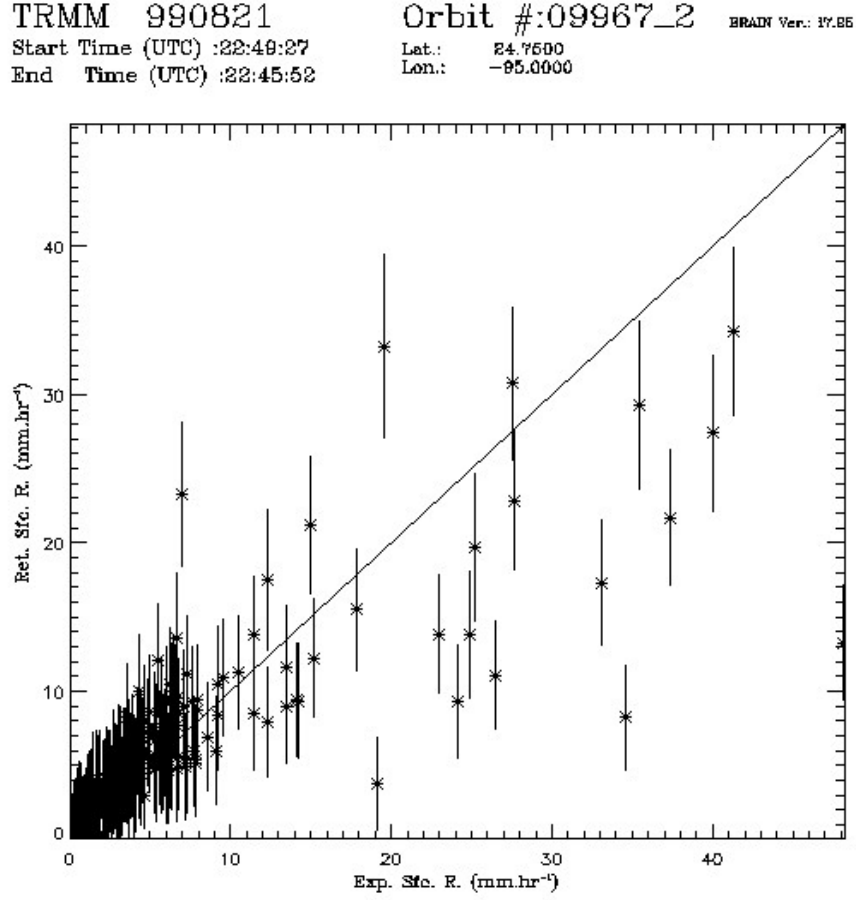


FIG. 2.15: Comparison of the TMI-retrieved rain rate (“Retrieved Rain”) and the PR-based rain rate (“Expected Rain”). Error bars are provided for the 1σ a-priori database error.

TMI and PR-averaged surface rain. The displayed error bars are 1σ within the database selection (standard deviation of the matching profiles in the database). The agreement is, once again pretty good, but the local error can be important. this comes from our personal choice of emphasizing a low total bias which increases the bias standard deviation and gives more structure to the retrieved horizontal field. From 0. to 20 mm.hr^{-1} , there is a clear overestimation of the rain (e.g. 10 mm.hr^{-1} retrieved for 7 expected) and above, there is a slight tendency to underestimation. This is completed with Table 2.6 which shows the bias between the PR and the retrieved rain rates by class of rain. The total bias is less than 10 % while it is close to -26 % for the high end of the rain intensity and is close to 326 % at the low end. This might be the effect of the very specific surface conditions that affect the low rain rate estimate even when using the emissivity and scattering indices. The minimum bias is reached for rain regimes around 5 to 6 mm.hr^{-1}

which is rather classical. The results for the specific case of Bret, a small intense hurricane, remain quite close from the results obtained for the test database and presented on Table 2.5. It is interesting to notice that in their comparison between the rain estimated with an airborne radar on NOAA-P3 and those from TRMM PR, Ferreira *et al.* (2001) found a overestimate of the PR rain of the order of 14.2 mm.hr^{-1} for the heavy convective rain and an overestimate of about 0.2 mm.hr^{-1} for the stratiform rain. This would indeed make our algorithm close to the results of the P3 rain estimate specially for the higher rain rates and confirm the overestimate given by our method for the low rain rates.

5 Conclusions and perspectives

The present study focuses on the problem of database representativeness for a TMI-based rain retrieval algorithm. Using an approach derived from the Gprof algorithm, we implemented a database made of co-located TMI brightness temperatures and PR surface rain estimates to elaborate a database. This database was split in two and we kept one of the piece for the retrieval process and the other one for reference and error estimates.

The co-located data are processed so that the coherence between the radar and the radiometer are preserved in terms of geometry, resolution and hypothesis on the drop-size distribution characteristics. The radar data are processed so that their final resolution is downgraded to the 37 GHz of the TMI. A variety of randomly selected rain situations are used, covering all ranges of oceanic latitude and longitude and 2 months are used : February and May 1998. Some other cases (hurricanes from August 1998 or 2000) are added to complete the representativeness.

The noise-affected 85 GHz channel is slightly averaged for smoothing and to be more consistent with the resolution of the 37 GHz, that is the base resolution of our retrieved products. The brightness temperatures are converted into emissivity and scattering indexes to reduce the undesired sensitivity to secondary variables such as surface emissivity and water vapor profiles, specially for the lowest rainrates. The error variance relevant for Bayesian/Monte-Carlo type of retrieval is then estimated from the database itself and reduces to the observation errors for both instruments and some secondary errors due to co-location.

The test part of the database is used to asses the performances of the algorithm and to optimize the size of the retrieval part of the database. A size of about 35,000 profiles appears to be the best compromise between representativeness and convenience. Bigger database do not seem to improve dramatically the quality of the results which remains very dependent on the error va-

riance used. The total bias remains low but there are compensating effects between the slightly overestimated low rain rates and the underestimated high ones. The error varies from +60% for 0.1 mm.hr^{-1} to -30% for 20 mm.hr^{-1} with a minimum around 2 mm.hr^{-1} . The standard deviation of the error increases almost linearly with the rain rate as we chose to have the lowest possible total bias even if very intense rain rates might be underestimated.

The case of hurricane Bret is then used as a test case to see how good could be the retrieval on a hurricane situation where rain could be very intense and surface condition very specific. Bret (1999) presents the advantage to be a well studied system with also available airborne radar data that will eventually be used for validation at a later stage. It was also a small intense hurricane with a marked asymmetry in its structure when observed by TRMM on the 21st of August. We showed that the retrieval algorithm is capable of providing a coherent rain field with a well reproduced asymmetry. The maximum rain intensity is placed close to the right location if not exactly on the same pixel as the PR. The heavy rain are underestimated as expected but the total bias is low even in this specific hurricane situation (some hurricane situations are included in the retrieval database). This gives some hope for future application involving the calculation of derived products such as energy budgets.

Acknowledgements The Authors wish to thank Paul Amayenc and Frank Ferreira that greatly helped to sort out the PR-related microphysics mysteries. We also thank the NASA TSDIS and the Distributed Active Archive Center for providing us with TRMM data.

6 Bibliography

- Awaka J., 1998 : Algorithm 2A23 - Rain Type Classification. *Symposium on the Precipitation Observation from Non-Sun Synchronous Orbit*, Nagoya, 215-220
- Bauer P., P. Amayenc, C. D. Kummerow, E. A. Smith, 2001 : Over-Ocean Rainfall Retrieval from Multisensor Data of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Part II : Algorithm Implementation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1838-1855
- , 2001 : Over-Ocean Rainfall Retrieval from Multisensor Data of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Part I : Design and Evaluation of Inversion Databases. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1315-1330
- , J. P. V. Poiaraes Baptista and M. De Iulis, 1999 : The effect of the melting layer on the microwave emission of clouds over ocean. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 852-867
- , and R. Bennartz, 1998 : Tropical Rainfall Measuring Mission imaging capabilities for the observation of rainclouds, *Radio Sci.*, **33**, 335-349
- Farrar M. R. and E. A. Smith, 1992 : Spatial resolution enhancement of terrestrial features using deconvolved SSM/I microwave brightness temperatures. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **30**, 349-355
- Ferreira F. and P. Amayenc, 1999 : Impact of adjusting rain relations on rain profiling from the TRMM precipitation radar, *Proc. 29th Conference on radar Meteorology*, Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., 643-646 (12-16 July 1999)
- Ferreira, F., P. Amayenc, S. Oury, J. Testud, 2001 : Study and Tests of Improved Rain Estimates from the TRMM Precipitation Radar. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1878-1899.
- Harris D. and E. Foufoula-Georgiou, 2001 : Subgrid variability and stochastic downscaling of modeled clouds : Effects on radiative transfer computations for rainfall retrieval. *J. Geo. Res.*, **110**, 10349-10362
- Hong Y., C. D. Kummerow and W. S. Olson, 1999 : Separation of Convective and Stratiform Precipitation Using Microwave Brightness Temperature, *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1195-1213.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000 : Rain profiling algorithm for the TRMM precipitation radar, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038-2052
- Kozu T., T. Iguchi, K. Shimizu and N. Kashiwagi, 1999 : Estimation of raindrop size distribution parameter using statistical relations between multi-parameter rainfall remote sensing data,

- Proc. 29th Conference on radar Meteorology*, Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., 689-692 (12-16 July 1999)
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, B.-B. Shin and T. T. Wilheit, 2001 : The evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1801-1820
- , J. Simpson, O. Thiele, A.T.C. Chang, E. Stocker, R.F. Adler, A. Hou, R. Kakar, F. Wentz, P. Ashcroft, T. Kozu, Y. Hong, K. Okamoto, T. Igushi, H. Kuroiwa, E. Im, Z. Haddad, G. Huffman, T. Krishnamurti. B. Ferrier, W.S. Olson, E. Zipser, E.A. Smith, T.T. Wilheit, G. North, K. Nakamura, 2000 : The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after 2 Years in Orbit, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1965-1982
- , W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue and J. Simpson, 1998 : The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 809-817
- , W. S. Olson and L. Giglio, 1996 : A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, **34**, 1213-1232
- Lawrence M. B. and T. B. Kimberlain, 2001 : Preliminary Report. Hurricane Bret, 18-25 August 1999.
Available on www.aoml.noaa.gov/hrd/Storm_pages/bret1999
- L'Écuyer T. S. and G. Stephens : An Uncertainty Model for Bayesian Monte-Carlo Retrieval Algorithms : Application to the TRMM Observing System. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1713-1737
- Marshall, J. S. and W. M. K. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166
- Meneghini R., T. Iguchi, T. Kozu, L. Liao, K. Okamoto, J. A. Jones and J. Kwiatkowski, 2000 : Use of the Surface Reference Technique for Path Attenuation Estimates from the TRMM Precipitation Radar. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2053-2070.
- , K. Nakamura, 1990 : Range Profiling of the Rain Rate by an Airborne Weather Radar. *Remote Sens. Environ.*, **31**, 193-200
- Moreau E., C. Mallet, S. Thiria, B. Mabboux, F. Badran and C. Klapisz, 2002 : Atmospheric

- liquid water retrieval using gated expert neural network. *J. Atmos. Oceanic Technol*, **19**, 457-467
- Olson W. S., P. Bauer, N. F. Viltard, D. E. Johnson, W.K. Tao, R. Meneghini, L. Liao, 2001a : A Melting-Layer Model for Passive/Active Microwave Remote Sensing Applications. Part I : Model Formulation and Comparison with Observations *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1145-1163
- , Y. Hong, C. D. Kummerow and J. Turk, 2001b : A texture polarization method for estimating convective-stratiform precipitation area coverage from microwave radiometer data. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1577-1591
- , C. D. Kummerow, G. M. Heymsfield and L. Giglio, 1996 : A method for combined passive-active microwave retrievals of clouds and precipitation profiles. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1763-1789
- Panegrossi G., S. Dietrich, F. S. Marzano, A. Mugnai, E. A. Smith, X. Xiang, G. J. Tripoli, P. K. Wang, J. P. V. Poiras Baptista, 1998 : Use of Cloud Model Microphysics for Passive Microwave-Based Precipitation Retrieval : Significance of Consistency between Model and Measurement Manifolds. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1644-1673
- Petty, G. W., 1994 : Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imager. Part I : Theoretical characteristics of normalized polarization and scattering indices. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**, 79-99
- Steiner M, R. A. Houze Jr. and S. E. Yuter, 1995 : Climatological Characterization of Three-Dimensional Storm structure from Operational Radar and Rain Gauge Data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978-2007
- Testud J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc and X.K. Dou, 2000 : The Concept of "Normalized" Distribution to Describe Raindrop Spectra : A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1118-1140
- Viltard N., C. D. Kummerow, W. S. Olson and Y. Hong, 2000 : Combined Use of the Radar and the Radiometer of TRMM to Estimate the Influence of Drop Size Distribution on Rain Retrievals, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2103-2114

2.2.4 Complément et conclusion sur la validation

Afin de quantifier l'erreur de restitution de la pluie de surface, on a divisé les taux de pluie de la base de données en 3 classes d'intensité différentes. Puis, on a estimé la contribution de chaque classe d'intensité en terme de proportion des profils présents dans la classe par rapport au nombre total de profils de la base de données. D'autre part, on a également déterminé la proportion de pluie totale dans la classe par rapport à la quantité de pluie totale de la base de données. Cette étude a été menée sur la totalité des 79 557 profils disponibles (cf tableau 2.7). Les profils de la classe (0 - 1 mm.h⁻¹) représentent 44.9 % des profils de la base pour seulement 8.9 % de la pluie, ce qui signifie que le biais introduit par une mauvaise estimation des faibles pluies est minime. D'autre part, la classe (1 - 10 mm.h⁻¹) correspond à la classe d'intensité dominante (51.9 % des profils totaux) et représentent 68.2 % de la pluie. Une mauvaise estimation de ce type de pluie induit donc un biais important. Finalement, la classe (10 mm.h⁻¹ et au-dessus) ne représente que 3.3 % des profils présents dans la base, mais constitue tout de même 23 % de la pluie totale ce qui n'est pas négligeable. Finalement, les erreurs d'estimation sur les plus forts taux de pluie induiront les biais les plus forts dans la mesure où les erreurs relatives dans cette classe sont assez élevées (cf section 2.2.2)

Classe de pluie en mm.h ⁻¹	% de profils par rapport au nb de profils total	% de pluie par rapport à la pluie totale
0 - 1	44.9	8.9
1 - 10	51.8	68.2
10 and above	3.3	23.0

TAB. 2.7: Etude comparative en terme de proportion de différentes classes d'intensité de pluie de la base de données. (Nombre total de profils de la base : 79557).

Par ailleurs, une analyse comparative des mesures du radar spatial PR de TRMM et des radars aéroportés P3 de la NOAA au sein des cyclones Bonnie et Bret a été faite dans le cadre d'un travail de thèse (Ferreira 2001). Le tableau (2.8) fournit les résultats obtenus dans l'intervalle [2 km ; 4 km] des comparaisons entre les réflectivités (Z) et les taux de pluie R délivrés par le PR et par le P3. Les taux de pluie obtenus à partir des données du radar P3 ont été estimés dans le cadre de la thèse de Oury 1997 (collaboration avec B. Black). Il utilise alternativement

Paramètres	Moyennes			Ecart types		
	Pluie-C	Pluie-S	Pluie-T	Pluie-C	Pluie-S	Pluie-T
$(Z_{TRMM}-Z_{P3})$ (dB)	5.5	2.3	3.7	6.4	6.9	6.8
$(R_{kR}-R_{P3})$ (mm/h)	13.7	1.3	8.8	31.0	6.3	22.0
$\langle R_{P3} \rangle$ (mm/h)	12.8	5.4	8.7	-	-	-
$\langle R_{kR} \rangle / \langle R_{P3} \rangle$	2.07	1.24	2.01	-	-	-

TAB. 2.8: Valeurs caractéristiques (moyennes et écarts types) des réflectivités Z et des taux de pluies R de TRMM (version 5 pour Z et relation k - R pour R) et par l’algorithme associé au radar aéroporté, dans le domaine de comparaison au sein du cyclone Bret. Ces valeurs ont été déterminées dans l’intervalle [2 km ; 4 km], pour les pluies stratiformes, convectives et totales (stratiformes + convectives). D’après Ferreira (2001).

une méthode dite hybride et la méthode “stereoradar dual beam” dont l’excellente qualité a été validée (Oury et al. (1999)). Ces résultats nous donnent un ordre d’idée sur la validité des taux de pluie de surface estimés par le PR puisque l’on a choisi de prendre le taux de pluie à 2 km corrigé d’un facteur + 10 % (cf section 2.2.2).

Pour TRMM, la réflectivité est celle du produit standard de TRMM. Les taux de pluie obtenus à partir des réflectivités de TRMM utilise la relation k - R définis dans la section 2.2.2 d’une part et l’algorithme associé au radar aéroporté pour les réflectivité du P3. Les différences moyennes $\langle \Delta Z \rangle = Z_{TRMM} - Z_{P3}$ dans le cas de Bret atteignent 2.3 dB (version 5) avec des écarts types (σ) de 7 dB pour les pluies stratiformes et 5.5 dB et des σ de 6.4 dB pour les pluies convectives. Pour les pluies stratiformes, on observe une sur-estimation du taux précipitant restitué à l’aide d’une relation k - R ($\langle \Delta R \rangle = R_{TRMM}-Z_{P3} = 1.3 \text{ mm.h}^{-1}$) vis à vis des mesures du radar aéroporté. Pour les pluies convectives, en revanche, une nette surestimation du taux précipitant est à noter ($\langle \Delta R \rangle = 13.7 \text{ mm.h}^{-1}$), générant une surestimation totale de $\langle \Delta R \rangle = 8.8 \text{ mm.h}^{-1}$. Les écarts types quant à eux sont assez élevés, environ 7 dB pour les réflectivités. En ce qui concerne les écarts types sur les taux de pluies, ils atteignent 30 mm.h⁻¹ pour les pluies convectives et 6.3 mm.h⁻¹ pour les pluies stratiformes, induisant ainsi un écart type total de 22 mm.h⁻¹.

Finalement, on a une tendance générale à la sur-estimation de la pluie par le PR par rapport au radar du P3 et ce particulièrement dans les régions convectives. Au sein de phénomènes météorologiques aussi violents que les cyclones, les vents de surface sont en effet susceptibles de modifier la rugosité de la surface océanique située en dessous des cellules convectives princi-

palement. Or la correction de l'atténuation dans le cas du PR utilise la variation de l'écho de surface pour estimer l'atténuation totale le long d'une visée. Cette atténuation intégrée le long d'un trajet sert ensuite de condition aux limites pour restituer le profil lui-même. Si le signal de surface est perturbé trop fortement par les conditions cycloniques, on peut imaginer que l'on a une augmentation artificielle de la réflectivité du PR en raison du traitement de l'atténuation propre au cas convectif.

2.3 Restitution du champ 3D de pluie

La structure 3D de la pluie peut-être restituée de la même manière que la pluie de surface puisque le profil associé à un taux de pluie donné et son vecteur de TBs sont stockés dans la base de données. Dans une première partie, on explique comment compléter la base de données avec les profils 3D de contenus en hydrométéores. On expose ensuite comment quantifier l'erreur de restitution.

2.3.1 Enrichissement de la base de données

Le PR est peu sensible à la phase glace de par le choix de sa fréquence et de sa faible sensibilité. Pour l'essentiel, seuls les profils de précipitations liquides dérivés des profils de réflectivités du PR au voisinage et en-dessous de l'isotherme 0°C sont utilisables. Ces profils de précipitations liquides sont donc restitués à l'aide de la méthode décrite dans la section 2.2.2. Or, afin de calculer les profils de taux de libération/absorption de chaleur latente, il est nécessaire de restituer des profils verticaux des différentes espèces d'hydrométéores : neige roulée, neige, nuage liquide, nuage glace. Pour ce faire, on utilise une approche similaire à celle utilisée dans BRAIN et reposant également sur une base de données pour fixer les autres paramètres dont on a besoin. Ainsi, une base de données de profils de nuage/précipitation (liquide et glace) est générée à partir de simulations de modèles de nuage méso-échelle décrites dans Viltard et al. (2000). Ces profils sont extraits à différents intervalles de temps des simulations afin d'échantillonner une plus grande variété de situations. On recherche dans ce jeu de données pour chaque profil de contenu en eau restitué à partir des mesures du PR, le profil associé des variables atmosphériques afin de compléter la base de données initiale. Les contenus en eau juste en dessous de l'isotherme 0°C sont pris en considération avec un poids supérieur à ceux proche de la surface. En effet, lorsque l'altitude diminue, la confiance dans la réflectivité corrigée de l'atténuation diminue. Cela per-

met également de prendre en compte le manque de données sur les bords de la fauchée près de la surface. Etant donné un profil de contenu en eau restitué à partir des mesures du PR, le profil associé des variables atmosphériques est trouvé dans la base à l'aide d'une méthode de minimisation de type bayésien. Le profil solution est une moyenne pondérée de tous les profils possibles dans la base de données de modèle : plus l'accord entre les contenus observés et simulés est bon, plus le poids qui lui est affecté est grand. La qualité de cet ajustement est discutée dans l'article de Viltard et al. (2000) et nous ne reviendrons pas sur cette question ici. Toutefois, en annexe (B) une discussion sur la qualité des structures 3D ainsi créées sera présentée à travers des simulations de TBs.

D'autre part, le PR est capable de fournir une information seulement là où un signal de pluie existe. Son seuil de sensibilité s'élève en effet à environ 0.1 mm.h^{-1} (cf section 2.1.2). On comble ce manque à l'aide des TBs observées par TMI. On crée une petite base de données de profils atmosphériques non-précipitants avec seulement des profils de nuage (liquide/glace), de vapeur d'eau et de température. Les températures de brillances associées à ces profils sont alors simulées à l'aide du modèle de transfert radiatif décrit dans Viltard et al. (2000). Lors de la restitution, quand le PR détecte un pixel sans pluie, un profil non-précipitant est sélectionné dans la base suivant une méthode de minimisation des différences entre les températures de brillances simulées à partir de ces profils et des températures de brillances observées simultanément pour chaque fréquence. Ceci ne garantit pas la qualité des profils d'air clair mais minimise le biais lorsqu'on simule des T_{Bs} . Dans le cas présent, une restitution réaliste de tels profils n'a pas d'importance. Effectivement, on ne s'intéresse qu'aux zones de pluie dans lesquelles on restitue **taux de libération/absorption de la chaleur latente (Q_H)**. Par ailleurs, comme on ne peut pas restituer les vitesses horizontales, on néglige les transports horizontaux.

Tandis que la résolution verticale du produit standard de la réflectivité du PR est de 250 mètres le long de chaque visée, la résolution verticale finale des profils d'hydrométéores associés à ces réflectivités et aux vecteurs de T_{Bs} est irrégulière et comprend 14 niveaux d'altitude seulement. Ces 14 niveaux ont été choisis arbitrairement pour réaliser un compromis entre temps de calcul, taille des structures caractéristiques et incertitudes sur les espèces présentes : on a ainsi un niveau tous les 500 mètres dans les basses couches entre 0.5 et 4 km d'altitude, puis un niveau tous les kilomètres jusqu'à 6 km, tous les 2 kilomètres jusqu'à 10 km et enfin seulement deux niveaux entre 14 et 18 km d'altitude. Afin de réduire le nombre de niveaux du champ de réflectivité initial à ces 14 niveaux, un filtre vertical basé sur la technique de Cressman (1959)

est appliqué. Ce processus de filtrage nous permet de diminuer les erreurs possibles résultant des incertitudes sur l'altitude du radar dûes à de la taille des portes.

2.3.2 Résultats de l'inversion

La cohérence des mesures du PR et de TMI a été étudiée dans Viltard et al. (2000). Des températures de brillance (TBs) ont été simulées aux fréquences et résolutions de TMI à partir des profils estimés à l'aide des mesures du PR et complétés de la manière décrite dans la section précédente. Les auteurs ont ensuite comparé les TBs ainsi simulées avec les TBs observées. Au final, la phase glace est très difficile à ajuster à cause de la faible sensibilité du PR aux précipitations en phase glace et aux lacunes générales dans la connaissance de la microphysique en phase glace. Comme indiqué précédemment, des éléments de validation seront présentés en annexe (B).

La structure tri-dimensionnelle des champs de pluie (et autres hydrométéores) peut maintenant être restituée de la même manière que la pluie de surface. Ainsi en comparant les profils de pluie estimés à partir de l'algorithme BRAIN et ceux restituées à partir des données radars (toujours moyennés à la résolution du 37 GHz), on peut étudier la cohérence des mesures de TMI et du PR. Dans la suite, on parlera de **glace "restituée"** par le PR par souci de simplicité.

La figure (2.16) illustre un résultat de restitution de profils de contenus totaux en hydrométéores (en g.m^{-3}) sur une coupe verticale le long des croix de la coupe horizontale (2.11) pour le panneau (a) et de la coupe horizontale (2.14) pour le panneau (b). Le panneau (a) correspond au contenu en eau restitué à l'aide du PR à la résolution du 37 GHz, tandis que le panneau (b) correspond au contenu en eau restitué à l'aide de BRAIN. De manière globale, BRAIN restitue assez bien les caractéristiques avec une légère sous-estimation par rapport au PR (référence). L'asymétrie est bien distincte avec une zone de plus faibles précipitations à droite de l'œil qu'à gauche. Observons maintenant en détail les deux graphiques en partant de la droite. Dans la première tranche, le PR restitue seulement de la glace entre 9 et 18 km alors que dans le cas de BRAIN, on a bien restitution de glace mais en dessous de 5 km, on a restitué également de l'eau (environ 0.6 g.m^{-3}). Ceci est probablement dû au faible seuil de détection du PR qui ne détecte pas de pluie. Puis, nous nous trouvons dans le mur de l'œil. Dans les deux cas, on observe une tour convective discontinue, c'est à dire qu'entre 6 et 8 km, on a une diminution des contenus. La partie glace est moins étendue pour la restitution à l'aide de BRAIN avec un maximum plus faible (1 g.m^{-3} pour le PR et 0.7 g.m^{-3} pour BRAIN). Dans les basse couches,

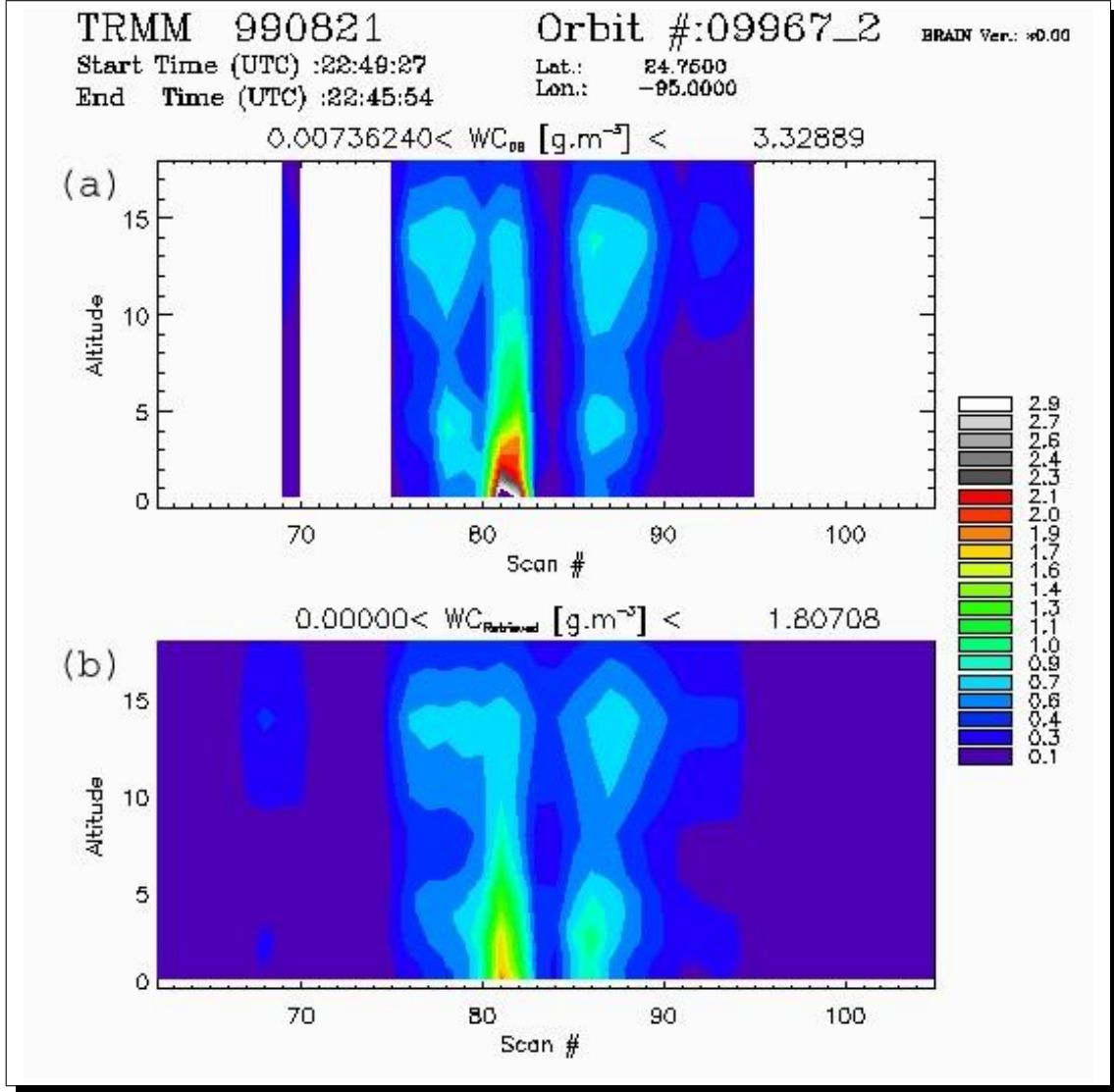


FIG. 2.16: Coupes verticales des contenus en hydrométéores (g.m^{-3}) du PR à la résolution du 37 GHz (a) et restitués à l'aide de l'algorithme BRAIN(b).

on a une signature d'évaporation très marquée dans le cas du PR, tandis que pour BRAIN, on a de la pluie jusqu'à la surface et une signature d'évaporation plus faible en bas à droite. Dans l'œil du cyclone, BRAIN restitue un peu de pluie ce qui est un artefact dû à la géométrie de TMI, déjà observé lors de la comparaison des taux de pluie de surface. Dans la partie gauche de l'œil, la région la plus intense, on a une tour de convection continue de 0 à 14 km avec un maximum de précipitation liquide dans les basses couches, d'environ 3 g.m^{-3} et 2.1 g.m^{-3} pour BRAIN, d'où légère sous-estimation de l'algorithme BRAIN. Puis, on observe une bande convective extérieure

bien distincte du mur dans le cas du PR et reliée au mur de l'œil dans le cas de BRAIN. Les intensités sont assez bien reproduites. On observe une signature marquée d'évaporation dans le cas de BRAIN en dessous de 5 km avec une diminution du contenu en eau progressive jusqu'à la surface. Cette évaporation est présente dans le profil du PR mais moins marquée.

Les conclusions tirées lors la restitution des taux de pluie au sol sont ici applicables. Toutefois, on notera la très bonne cohérence globale du champs 3D qui n'était pas acquise à priori car plusieurs profils verticaux peuvent correspondre à un même taux de pluie de surface. D'un autre côté, on vérifie ici que les TBs contiennent bien une information 3D.

2.3.3 Qualité de la restitution

Nous allons maintenant quantifier la qualité de la restitution tri-dimensionnelle des profils de précipitations. Sur le graphe (2.17) figure l'erreur relative (en %) pour chaque niveau d'altitude de la restitution en fonction des précipitations de référence moyennées par classe. On a bien entendu plus de classes pour les altitudes les plus basses, en effet l'intensité des précipitations augmente quand on se rapproche de la surface. D'autre part, entre 0 et 4 km, on a seulement des précipitations liquides, tandis qu'entre 4 et 6 km, on se trouve dans la couche de mélange et on a à la fois des précipitations liquides et glacées. Au dessus de 6 km, on a seulement de la glace.

Nous allons d'abord commenter les résultats obtenus pour les altitudes comprises entre 0.5 et 4 km. On a une sur-estimation des profils restitués pour des précipitations inférieures à 1 g.m^{-3} avec un maximum de 120 % entre 0 et 2.5 km pour la classe (0 - 0.1 g.m^{-3}) et un minimum d'environ 10 % pour la classe (0.5 - 1 g.m^{-3}) pour l'altitude 4 km. Toutefois dans l'ensemble, pour ces altitudes, l'erreur relative est comprise entre 15 et 25 %. Pour les classes supérieures à 1 g.m^{-3} , pour ces mêmes altitudes, on sous-estime les profils de précipitations. Plus la classe correspond à des contenus forts plus l'erreur relative augmente. Elle atteint 50 % pour l'altitude 0.5 km pour la classe (3 - 4 g.m^{-3}). C'est entre 1 et 2 g.m^{-3} que les erreurs relatives sont les plus faibles (environ 10 %) et ce pour toutes les altitudes. C'est entre 5 et 8 km que les corrélations entre les taux de pluie restitués par BRAIN et le taux de pluie de référence (PR) sont les plus fortes avec une tendance à la sur-estimation jusqu'à 0.5 g.m^{-3} puis à la sous-estimation jusqu'à 1 g.m^{-3} . Les erreurs relatives restent inférieures à 20 %. Pour les hautes altitudes, les erreurs relatives sont assez faibles excepté pour la classe (0 - 0.1 g.m^{-3}) à 14 km, où on a une sous-estimation de 50 %.

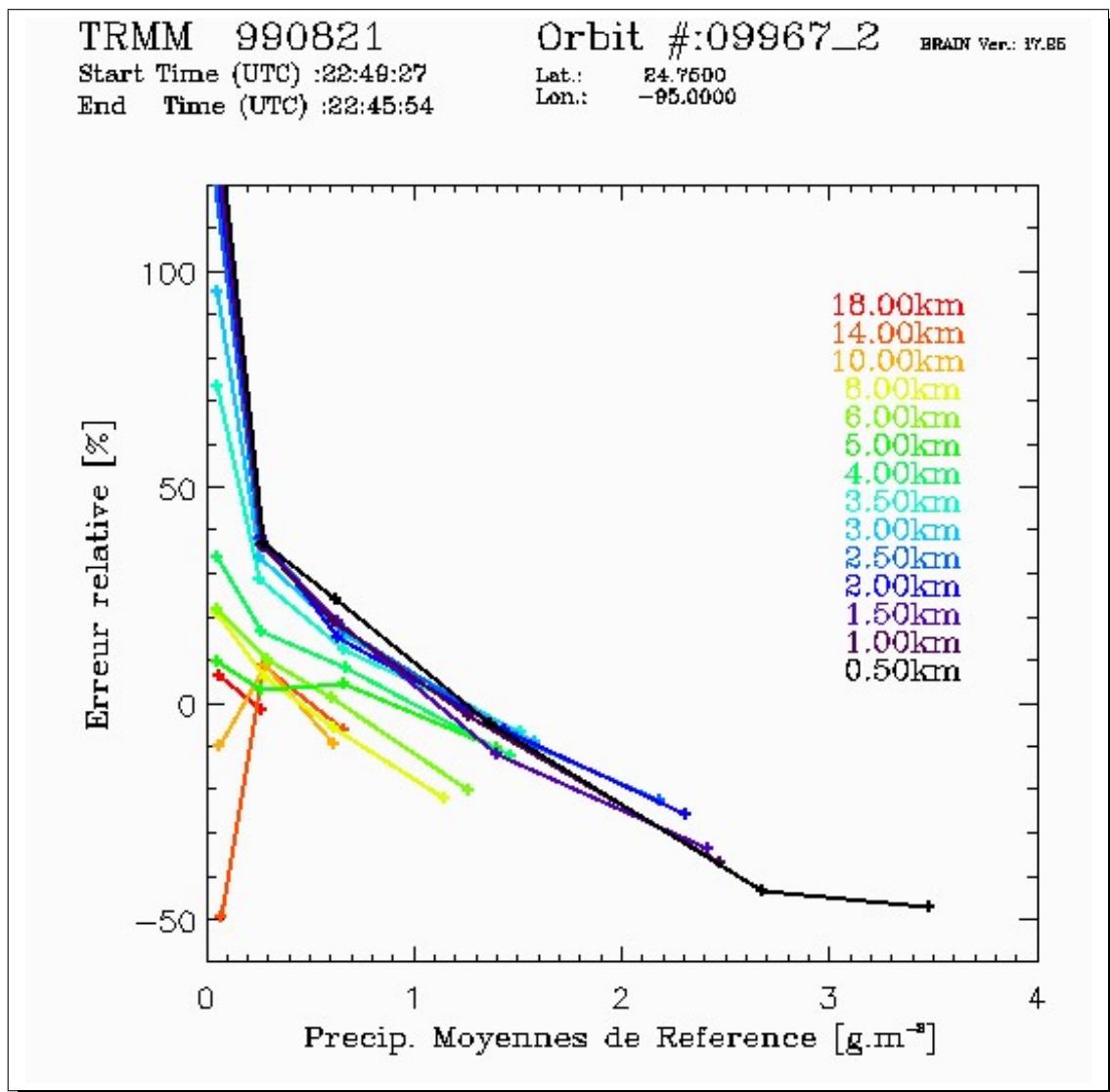


FIG. 2.17: Représentation de l'erreur relative (en %) par altitude de la pluie restituée en fonction de des précipitations de référence moyennées par classe.

Les erreurs relatives importantes pour la classe (0 - 0.1 g.m⁻³) étaient prévisibles. Elles sont probablement dues aux effets spécifiques de la surface que nous avons déjà évoqués auparavant. De manière générale, la sur-estimation augmente quand on se rapproche du sol, tandis que la sous-estimation au contraire augmente quand on s'en éloigne.

Sur la figure (2.18), on a représenté l'écart-type en (g.m⁻³) pour chaque niveau d'altitude de la restitution en fonction des précipitations de référence moyennées par classe. Entre 0 et 2 km, les écart-types augmentent jusqu'à la classe (1.5 - 2 g.m⁻³) pour atteindre un maximum de 0.45 g.m⁻³ à 0.5 km. puis ils diminuent avec un minimum de 0.2 g.m⁻³ à 1 km pour la classe (2

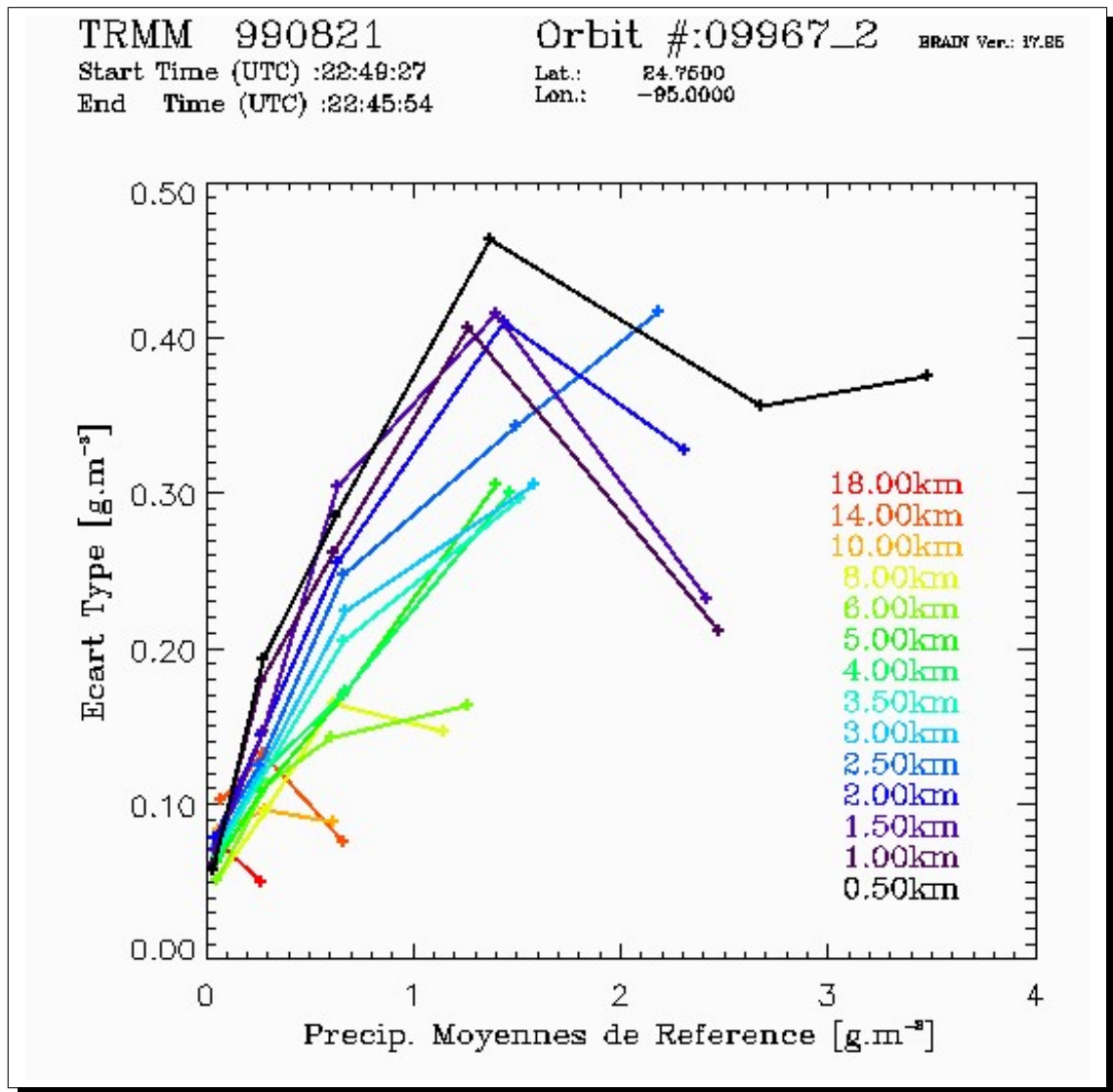


FIG. 2.18: Représentation de l'écart type (en g.m^{-3}) entre les précipitations restituées et celle de la base de données (PR, référence) de la pluie restituée en fonction de l'altitude par classe de précipitation

- 3 g.m^{-3}). Entre 2.5 et 6 km, l'écart-type augmente avec les précipitations. On a un maximum à 2.5 km d'environ 0.4 g.m^{-3} . Pour les altitudes supérieures, les écart-types sont relativement faibles, ils ne dépassent pas les 0.15 g.m^{-3} mais sont associés à des précipitations inférieures à 1.5 g.m^{-3} . Finalement, les écart-types les plus faibles sont égaux à environ 0.5 g.m^{-3} pour toutes les altitudes mais correspondent à la classe ($0 - 0.1 \text{ g.m}^{-3}$).

Pour les écart-types, on a donc une relation claire avec l'altitude. Plus l'altitude est élevée, plus les écart-types diminuent. Par ailleurs, jusqu'à 1.5 g.m^{-3} , les écarts-type augmentent de manière générale indépendamment de l'altitude puis ils diminuent à nouveau pour les précipitations

des classes d'intensité supérieures à 1.5 g.m^{-3} aux basses altitudes. Les écart-types les plus faibles sont généralement associées aux erreurs relatives les plus fortes.

Classe de contenu en pluie [g.m ⁻³]	# de pixels de pluie toute altitude confondue	Biais	Contenu en pluie Rest. moyen [g.m ⁻³]	Contenu en pluie de Ref. moyen [g.m ⁻³]	Ecart-type [g.m ⁻³]
4.0- 3.0	6	-1.631	1.787	3.417	0.338
3.0- 2.0	34	-0.847	1.586	2.432	0.342
2.0- 1.0	114	-0.118	1.310	1.428	0.363
1.0- 0.5	527	0.078	0.727	0.649	0.222
0.5- 0.1	1679	0.073	0.331	0.259	0.139
0.1- 0.0	2750	0.019	0.041	0.023	0.049

TAB. 2.9: Valeurs caractéristiques (moyennes et écart-types) des contenus en pluie restitués et de la base de données (référence) au sein du cyclone Bret. Ces valeurs ont été déterminées pour toutes les altitudes de la restitution pour différentes classes de contenus en pluie..

La table (2.9) donne pour 6 intensités de précipitations différentes, les valeurs des points de pluie toutes altitudes confondues, le biais, la moyenne des précipitations restituées et de la référence et les écart-types correspondants pour les précipitations liquides. On a une tendance à la sous-estimation des précipitations liquides pour les classes les plus fortes. L'erreur relative augmente avec le contenu en précipitation de la classe. Elle passe de 8 % pour la classe (1 - 2 g.m⁻³) avec 114 points à presque 50 % pour la classe (3 - 4 g.m⁻³) avec seulement 6 points. Soulignons que l'écart-type varie peu (entre 0.363 et 0.338 g.m⁻³) et diminue inversement avec le contenu en pluie de la classe. Par ailleurs, pour les classes inférieures, on a cette fois une sur-estimation du contenu restitué par rapport à la référence. L'erreur relative atteint 82 % pour la classe (0 - 0.1 g.m⁻³) contre 12 % pour la classe (0.5 - 1 g.m⁻³). En ce qui concerne l'écart-type, il diminue cette fois avec le contenu de la classe. Finalement des erreurs relatives fortes sont couplées avec des écart-types faibles.

La table (2.10) donne pour 3 classes de précipitations différentes, les valeurs des points de pluie toutes altitudes confondues, le biais, la moyenne des précipitations restituées et de la référence et les écart-types correspondant pour les précipitations glacées. On a moins de classes que pour les précipitations liquides. Pour la classe (0.5 - 1 g.m⁻³), on a une sous-estimation de 8

Classe de contenu en glace [g.m ⁻³]	# de pixels de glace toute altitude confondue	Biais	Contenu en glace Rest. moyen [g.m ⁻³]	Contenu en glace de Ref. moyen [g.m ⁻³]	Ecart-type [g.m ⁻³]
1.0- 0.5	285	-0.054	0.594	0.648	0.086
0.5- 0.1	1132	0.010	0.270	0.260	0.086
0.1- 0.0	3691	0.001	0.013	0.012	0.022

TAB. 2.10: Valeurs caractéristiques (moyennes et écart-types) des contenus en glace restitués et de la base de données (référence) au sein du cyclone Bret. Ces valeurs ont été déterminées pour toutes les altitudes de la restitution pour différentes classes de contenus en glace.

%. Pour les deux autres classes, on a par contre une sur-estimation du contenus en glace restitué de 8 % et 3% respectivement pour les classes (0 - 0.1 g.m⁻³) et (0.1 - 0.5 g.m⁻³). C'est donc la classe intermédiaire (0.1 - 0.5 g.m⁻³) qui possède la meilleure corrélation entre la restitution de la glace par BRAIN et la glace de la base de référence avec un écart-type assez important (0.086 g.m⁻³).

Par ailleurs, Ferreira (2001) a mené une analyse sur la comparaison des champs 3D de réflectivité et de taux précipitants afin de valider les mesures du PR. Les comparaisons ont été effectuées point par point après un traitement rigoureux des mesures en utilisant une classification de la pluie convective/stratiforme. Les profils moyens de réflectivité en fonction de l'altitude ont permis d'apprécier l'augmentation de la réflectivité délivrée par le radar de TRMM vis à vis de celle fournie par le radar aéroporté au fur et à mesure que l'on se rapproche du sol, pour la totalité des précipitations; cette différence étant plus modérée pour les pluies stratiformes où la correction d'atténuation n'est pas utilisée. De plus, dans le cas de Bret, le problème semble plus sensible que dans celui du cyclone Bonnie, également étudié par Ferreira (2001).

Dans ce chapitre, on a donc mené une étude pour estimer la qualité des restitutions. Le PR est utilisé ici comme référence après l'étude menée par Ferreira (2001) avec des données aéroportées et sol. Le biais global offert par BRAIN est faible avec une sur-estimation importante des faibles taux de pluie mais ces derniers ne contribuent que peu à la précipitation totale. D'un autre côté, les profils intermédiaires qui fournissent l'essentiel de la pluie sont ceux qui ont une erreur relative la plus faible. Enfin, les taux de pluie les plus forts restent sous-estimés et leur contribution totale peut ne pas être négligeable. Les résultats peuvent être extrapolés

à la restitution de taux de libération/absorption de chaleur latente qui va dépendre, comme on le verra dans le chapitre 3, directement de la structure verticale des profils restitués. Les erreurs seront toutefois quantitativement plus importantes car un certain nombre de termes supplémentaires doivent être estimés dans le calcul (cf section 2.4).

2.4 Restitution des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente

On présente ici la formulation générale du calcul de taux de libération/absorption de chaleur latente que l'on utilise en explicitant chaque terme. Puis, on spécifie la restitution de chaque paramètre nécessaire à ce calcul suivant le type de données utilisé. Enfin, on met en évidence l'intérêt de notre méthode comparée à celles utilisées dans la littérature.

2.4.1 Estimation de Q_H

La chaleur latente est l'énergie libérée ou absorbée lors de changements de phase de l'eau (condensation/évaporation, fonte/glaciation, condensation solide/sublimation ...). Ces processus microphysiques dépendent de la température qui va être elle-même modifiée par ces processus, ce qui peut s'écrire sous la forme de l'équation thermodynamique suivante :

$$\underbrace{\frac{\partial \theta}{\partial t}}_{(1)} + \underbrace{\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \theta}_{(2)} - \underbrace{\vec{\nabla} [K \vec{\nabla} (\theta - \theta_0)]}_{(3)} = S_\theta \quad (2.16)$$

Le terme source/perte, S_θ représente les échanges de chaleur latente dus aux processus microphysiques, c'est à dire au changement de phase des constituants microphysiques (eau) et le terme de divergence du flux radiatif pour être complet. C'est la condensation liquide et glace, la déposition de vapeur sur la glace dans les régions saturées d'une part, la sublimation et l'évaporation des précipitations dans les régions non saturées d'autre part, et la fonte des particules de glaces précipitantes. Les termes (1), (2) et (3) sont respectivement la variation temporelle, l'advection horizontale et verticale et la diffusion turbulente de température potentielle (θ). θ_0 est la température potentielle d'environnement (état de base) en kelvins, K , le coefficient de diffusion turbulente. Le gradient noté $\vec{\nabla}$ a trois composantes et est défini par $(\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z)$. θ est donc la température potentielle et s'exprime ainsi :

$$\theta = \frac{T}{\Pi} \quad (2.17)$$

T est la température de l'air et Π , la pression réduite ou pression adimensionnelle telle que

$$\Pi = \left(\frac{P}{1000}\right)^{R/C_p} \quad (2.18)$$

L'inversion des données radiométriques ne permet pas de restituer un champ de températures, mais des profils d'hydrométéores à partir desquels nous pouvons écrire une équation de continuité par espèce considérée, c'est à dire :

– Les précipitations

$$\frac{\partial q_p}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} q_p - (\vec{K} \vec{\nabla} q_p) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_p q_p)}{\partial z} = F(q_p) \quad (2.19)$$

– Nuage

$$\frac{\partial q_c}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} q_c - (\vec{K} \vec{\nabla} q_c) = F(q_c) \quad (2.20)$$

avec $q_p = q_{pi} + q_{pw}$, le contenu total en hydrométéores. q_{pi} et q_{pw} sont respectivement les contenus en précipitation glace et liquide (en $g.kg^{-1}$). Pour ces deux équations, comme pour l'équation (2.16), les trois premiers termes du membre de gauche correspondent à l'évolution temporelle, l'advection et la diffusion turbulente; V_p est la vitesse terminale de chute moyenne des précipitations (comptée positivement vers le bas) et z , la coordonnée verticale. Le quatrième terme de l'équation (2.19) représente la sédimentation des précipitations due à leur vitesse propre. Le terme du membre de droite correspond à la fonction de production de précipitation et de nuage respectivement selon le formalisme de Roux (1985) et Hauser and Amayenc (1986). Dans le cas présent, on fait l'hypothèse que le système est stationnaire. On néglige l'advection horizontale devant l'advection verticale ce qui n'est pas justifié dans le cas des cyclones comme nous le verrons dans la partie validation où on analysera les champs de vent horizontaux restitués par Frank Roux à l'aide des données radars, ce que ne permettent pas les données satellites. D'autre part, le terme de diffusion turbulente est négligé devant les autres. On ne peut effectivement le restituer qu'en utilisant une paramétrisation et l'erreur introduite en le négligeant est toujours inférieure à celles liées aux autres hypothèses nécessaires pour la restitution des profils d'hydrométéores. Par ailleurs, le terme de diffusion est généralement nettement plus faible que les autres termes (advection, sédimentation...). Cependant, il devient important dans les zones

où les gradients de q_p sont forts. En effet, le terme de diffusion turbulente est par définition grand dans les zones caractérisées par de forts gradients de la variable considérée. Ces zones correspondent aux régions de forte discontinuité du terme source/perte.

Finalement, les équations deviennent

$$w \frac{\partial q_p}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_p q_p)}{\partial z} = F(q_p) \quad (2.21)$$

et

$$w \frac{\partial q_c}{\partial z} = F(q_c) \quad (2.22)$$

Le terme de droite des équations (2.21) et (2.22) représente la somme des différents taux de production ou perte de la variable impliquée dans chacune de ces équations. Le nombre de termes contribuant à cette somme augmente avec le nombre de catégories d'hydrométéores et d'interaction entre les particules considérées. On peut les exprimer aussi de la manière suivante :

$$F(q_p) = Konv - Evap \quad (2.23)$$

$Konv$ est l'autoconversion et le processus de collection et $Evap$, l'évaporation.

$$F(q_c) = Cond - Konv \quad (2.24)$$

Une valeur positive de $Cond$ traduit soit le taux de condensation (au-dessous de l'isotherme 0°C), soit le taux de déposition de vapeur (au-dessus de l'isotherme 0°C). Une valeur négative de $Cond$ traduit soit le transfert de vapeur dû à l'évaporation de nuage, qui peut se produire lors des mouvements de subsidence de l'air dans lesquels l'air reste saturé soit le processus de collection et d'autoconversion dans une zone de précipitation. Nous faisons ici l'hypothèse que ces quatre mécanismes ne peuvent avoir lieu en même temps.

Les zones saturée et non saturée vont ainsi être repérées par le signe de $F(q_p)$:

– Région saturée : $F(q_p) > 0$

$$Evap = 0 \quad (2.25)$$

$$Konv = F(q_p) \quad (2.26)$$

et

$$F(q_c) = Cond - Konv = Cond - F(q_p) \quad (2.27)$$

– Région non saturée : $F(q_p) \leq 0$

$$Evap = -F(q_p) \quad (2.28)$$

$$Cond = 0 \quad (2.29)$$

$$Konv = 0 \quad (2.30)$$

En ce qui concerne la fonte des particules de glace précipitante, le taux de fonte peut être estimé, comme proposé par Leary and Houze (1979), à partir du flux de précipitation juste en dessous de la zone de fonte :

$$Font = \frac{V_{pw}q_{pw}}{\Delta z} \quad (2.31)$$

où V_{pw} et q_{pw} sont relatifs à la pluie au premier niveau au-dessous de la région de fonte avec Δz , l'épaisseur de la couche de fonte.

Finalement, le terme S_θ s'écrit :

$$S_\theta = \frac{L}{C_p \Pi_0} \left[\delta F(q_c) + (1 - \delta) F(q_p) \right] - \frac{L_f}{C_p \Pi_0} FONT \quad (2.32)$$

où L est la chaleur spécifique de condensation (ou sublimation pour les températures inférieures à 0°C), L_f est la chaleur spécifique de fusion, c_p , la chaleur spécifique de l'air à pression constante et δ est le symbole de Kronecker qui prend la valeur :

- $\delta = 1$ si $F(q_p) > 0$ (air saturé)
- $\delta = 0$ si $F(q_p) \leq 0$ (air non saturé)

Les principaux processus qui ne sont pas pris en compte dans l'estimation du taux de libération/absorption de chaleur latente sont : la congélation et la fonte des gouttelettes de nuage, la congélation des gouttes d'eau, et les changements de phase liés aux collisions entre particules liquides et particules de glace.

La congélation des gouttelettes de nuage n'est efficace qu'aux températures inférieures à 40°C environ (e.g. Lin et al. 1983), car entre 0 et -40°C la transformation du nuage liquide en nuage glace se fait principalement par l'intermédiaire du processus de Bergeron (évaporation des gouttelettes de nuage dans l'air sursaturé par rapport à l'eau, au profit des cristaux de glace qui grossissent par déposition de vapeur). Comme nous l'avons noté ci-dessus, ce processus est pris en compte dans l'équation thermodynamique au moyen du terme COND. Le fait de négliger la congélation des gouttelettes jusqu'à 10 km d'altitude apparaît peu important puisque ce phénomène ne se produit qu'aux niveaux élevés (>10km) où l'on a que peu de niveaux

restitués (14 et 18 km). De plus, Saunders (1957) a montré qu'il ne pouvait induire que de faibles perturbations de température, par rapport à celles dues au processus de condensation/déposition.

En ce qui concerne la fonte des cristaux de glace non précipitants, Hauser (1989) a pu vérifier a posteriori, en supposant qu'elle n'affecte pas plus de quelques centaines de mètres dans la direction verticale, qu'elle était environ 100 fois plus faible que la fonte des particules précipitantes, et plus de 10 fois plus faible que l'évaporation des précipitations dans l'air non saturé.

Enfin, des processus d'échanges de chaleur liés à la congélation des gouttes précipitantes ou aux collisions entre particules de phases différentes (nuage glace/pluie, nuage liquide/neige, pluie/neige ...) n'ont pas été pris en compte car on n'a aucun moyen de les quantifier. Mais les résultats obtenus à l'aide de modèles microphysiques tels que ceux de Lin et al. (1983) et Rutledge and Houze (1983) montrent que les taux de transformation liés à ces mécanismes sont généralement d'un ou deux ordres de grandeur inférieurs à ceux associés à la condensation, l'évaporation et la fonte; par conséquent les échanges de chaleur associés peuvent être généralement négligés.

Finalement, le taux de libération/absorption de chaleur latente Q_H s'exprime :

$$Q_H(z) = \frac{L}{c_p} \left[\delta F(q_c) + (1 - \delta) F(q_p) \right] - \frac{L_f}{c_p} FONT \quad (2.33)$$

On peut voir d'après les équations (2.27) et (2.28) qu'en fait le terme $F(q_p)$ sera toujours présent et on montrera que c'est le terme dominant.

Rappelons que l'objectif thèse est la restitution de profils de taux de libération/absorption de chaleur latente à l'intérieur des systèmes précipitants par radiométrie hyperfréquence. Pour cela, nous utilisons des profils d'hydrométéores restitués à l'aide de la méthode d'inversion de type bayésienne à partir de données TMI, radiomètres de TRMM décrits dans les sections 2.2 et 2.3.

Parmi les variables nécessaires aux calculs des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente, la vitesse verticale est estimée à l'aide d'une méthode de régression linéaire à partir de sorties de modèle selon la description de Yang and Smith (2000). La méthode et les résultats seront expliqués et discutés dans la section 3.2.1. De plus, les vitesses terminales de chute des hydrométéores ne peuvent être déduites de façon directe des mesures de TMI. Dans la section suivante, nous présentons les relations utilisées.

2.4.2 Estimation des vitesses limite de chute (V_T)

Pour calculer les différents termes de production/perte des précipitations (cf section 2.4.1), on a besoin de connaître leurs vitesses terminales de chute. Elles sont obtenues grâce à des formules empiriques fonctions du diamètre (D_i) de la particule considérée et implicitement de sa densité.

Nous avons choisi la paramétrisation de Ferrier (1994) pour la neige, les graupels :

$$V_{ps}(D_s) = 1.296 D_s^{0.42} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.5} \quad (2.34)$$

$$V_{pg}(D_g) = 3.512 D_g^{0.37} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.5} \quad (2.35)$$

avec ρ , la densité de l'air à l'altitude considérée et ρ_0 , la densité de l'air à la surface. On a pris pour les valeurs de ρ suivant l'altitude les données d'une table d'atmosphère standard d'environnement d'un cyclone. Le facteur $(\rho_0/\rho)^{0.5}$ donné par Foote and Toit (1969) prend en compte l'influence de la variation de la densité de l'air avec l'altitude sur la vitesse de chute.

En fait, notre algorithme ne restitue qu'une espèce de glace. On va donc faire une interpolation linéaire afin de déterminer V_{pi} entre 4 et 18 km telle que :

$$V_{pi} = a V_{ps} + (1 - a) V_{pg} \quad (2.36)$$

avec a , croissant avec l'altitude.

Dans le cas de la pluie, c'est la paramétrisation de Sekhon and Srivastava (1971) :

$$V_{pw}(D_r) = 16.9 D_w^{0.6} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.5} \quad (2.37)$$

Les D_i représentent les diamètres.

Finalement, la vitesse terminale de chute moyenne s'exprime :

$$V_T = \frac{\int_0^\infty V_i(D) N(D) m(D) dD}{\int_0^\infty N(D) m(D) dD} \quad (2.38)$$

Le choix de cette paramétrisation a été guidé par l'étude de Bauer (2001). Ce dernier a en effet testé différentes paramétrisations pour les vitesses terminales de chute et celles présentées ci-dessus conduisent à une meilleure continuité des vitesses en fonction des contenus en précipitation.

Sur la figure (2.19), les résultats des vitesses terminales de chutes pour la glace et la pluie sont représentés sur une coupe verticale (effectuée au même endroit que les coupes verticales

présentées pour les contenus en eau de la figure **(2.16)**). Les vitesses terminales de chute sont comprises entre 0 et 1.9 m.s^{-1} pour les précipitations solides et 0 et 8 m.s^{-1} pour les précipitations liquides. Les vitesses sont comptées positives du haut de l'atmosphère vers la surface. Les maximums se trouvent dans la partie gauche (sur les figures) du mur de l'œil en accord avec les contenus en précipitation maximum. D'autre part, de la même manière que les contenus présents dans l'œil ne sont pas réalistes, les vitesses associées n'ont pas lieu d'être.

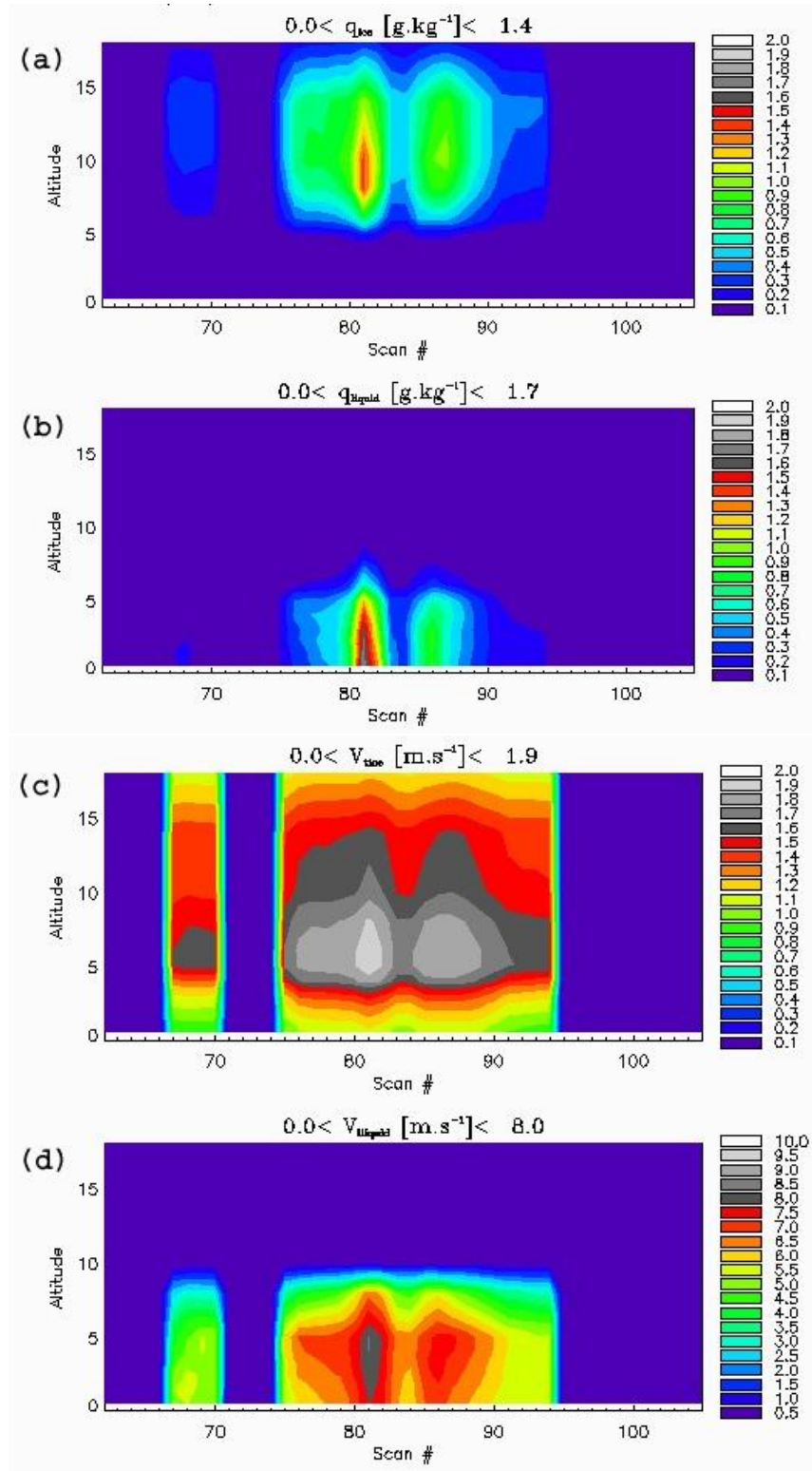


FIG. 2.19: Coupes verticales des contenus en glace (a) et en pluie (b) en $[g.kg^{-1}]$ et de leur vitesses terminales de chute (d et c) en $[m.s^{-1}]$ pour l'orbite 0967 du 21 août 1999 de Bret.

2.4.3 Comparaisons avec les autres méthodes de restitution

La première méthode de restitution des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente par micro-ondes passives a été mise en place par Tao et al. (1993) et Olson et al. (1999). Contrairement à notre méthode, les profils de taux de libération/absorption de chaleur latente sont directement inclus dans des bases de données qui vont servir à leur restitution. L'avantage, c'est que les profils sont calculés à partir de sorties de modèle méso-échelle de nuage pour lesquels tous les termes du calcul sont disponibles. Dans ces études, les incertitudes de l'estimation des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente sont en partie attribuées à la faible résolution spatiale du radiomètre utilisée (SSM/I) et à la faible sensibilité aux régions stratiformes, pour lesquels les taux de libération/absorption de chaleur latente de la troposphère supérieure peuvent être significatifs. L'inconvénient du calcul a priori de profils réside dans le fait que ces derniers doivent absolument identifier pixels convectifs et stratiformes afin de ne pas moyenner des Q_H complètement différents.

Une autre méthode est proposée par Yang and Smith (1999aa) et Yang and Smith (2000). Leurs profils de taux de libération/absorption de chaleur latente sont calculés à partir des profils de flux de masse vertical dérivés de profils d'hydrométéores restitués à partir du schéma développé à "The Florida State University" (FSU). Le taux de libération/absorption de chaleur latente estimée due à la combinaison d'eau nuageuse, des gouttes d'eau et de graupels ascendants ou descendants, est donnée par la somme des dérivées verticales de flux de masse. Yang and Smith (1999aa) supposent que la dérivée verticale du flux de masse précipitant est proportionnelle à la chaleur latente libérée lors des processus de condensation et/ou déposition.

$$Q(z) = \frac{g}{c_p} \left[\underbrace{L_v \frac{\partial R_{cd}^*(z)}{\partial p}}_{\text{evap. nuage}} + \underbrace{L_v \frac{\partial R_{rd}^*(z)}{\partial p}}_{\text{evap. goutte}} + \underbrace{(L_v + L_f) \frac{\partial R_{ip}^*(z)}{\partial p}}_{\text{fus./evap. part.}} \right] \quad (2.39)$$

avec R_i^* , les profils de flux de masses :

- pour les gouttes d'eau ($R_{rd}^*(z)$) :

$$R_{rd}^*(z) = -[\overline{W}(z) + \overline{V}_{pw}(z)]\rho(z)q_{pw}(z) \quad (2.40)$$

- pour les particules de glace ($R_{ip}^*(z)$) :

$$R_{ip}^*(z) = -[\overline{W}(z) + \overline{V}_{pi}(z)]\rho(z)q_{pi}(z) \quad (2.41)$$

- et pour les particules de nuage ($R_{cd}^*(z)$) tels que :

$$R_{cd}^*(z) = -\overline{W}(z)\rho(z)q_c(z) \quad (2.42)$$

W représente la vitesse verticale à un niveau de pression donné, ρ , la densité volumique de l'air. Les (\bar{X}) correspondent aux différences du champ considéré entre deux niveaux de pression. Si on considère l'équilibre hydrostatique :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.43)$$

En intégrant l'équation (2.43) dans l'équation (2.39), on a :

$$Q(z) = \frac{1}{c_p \rho} \left[L_v \frac{\partial \bar{W} \rho q_c}{\partial z} + L_v \frac{\partial [\bar{W} + \bar{V}_{pw}] \rho q_{pw}}{\partial z} + (L_v + L_f) \frac{\partial [\bar{W} + \bar{V}_{pi}] \rho q_{pi}}{\partial z} \right] \quad (2.44)$$

Leur calcul ne distingue donc pas les situations saturées ou non saturées et prend donc en compte la contribution de chaque hydrométéore systématiquement. De plus, les restitutions des taux de libération/absorption de chaleur latente ainsi obtenus à l'aide des données SSM/I ne peuvent être que pseudo-validées par des profils disponibles dans la littérature sur des zones restreintes. TRMM avec son radar aéroporté (le PR) nous fournit ainsi un outil de validation puissant que nous allons pouvoir utiliser.

D'autre part, Satoh et al. (2001) présentent des profils de taux de libération/absorption de chaleur latente obtenus à l'aide du radar PR de TRMM. Pour cela, ces auteurs utilisent la même méthode que celle que nous avons décrite sauf qu'ils ne disposent pas d'information sur le nuage. Dans ce cas, quand la fonction de production ($F(q_p)$) est supérieure ou égale à 0, ce qui correspond à une région saturée, le terme de condensation est alors estimé à partir du rapport de mélange en vapeur (q_v). En effet, à saturation, on a :

$$q_v = q_s \quad (2.45)$$

Ainsi, la condensation peut s'exprimer :

$$Cond = w \frac{\partial q_v}{\partial z} \quad (2.46)$$

La diffusion turbulente est négligée et l'hypothèse de stationnarité est adoptée. Les auteurs utilisent comme champ de q_v des tables d'une atmosphère standard et le q_v utilisé est supposé constant sur l'horizontale, ils négligent donc également les termes de transports horizontaux. Dans tous les cas d'étude, on se trouve majoritairement dans le cas saturé. Les résultats de profils de taux de libération/absorption de chaleur latente sont donc fortement corrélés avec le champ de vapeur qui est le même pour tous les cas et ne contient donc pas l'information réelle du système considéré.

Notre approche a l'avantage contrairement à celle de Yang and Smith (1999a), d'utiliser des mesures pour la construction de la base de données, on réduit ainsi les erreurs dues à une approche purement synthétique, c'est à dire à la construction d'une base de données à partir d'uniquement des sorties de modèle de nuage. Par ailleurs, notre calcul de taux de libération/absorption de chaleur latente à partir des profils d'hydrométéores restitués fait l'hypothèse que les processus d'échanges de chaleur dus au changement de phase de l'eau n'ont pas lieu simultanément ce que Yang and Smith (1999a, 1999b), Tao et al. (1993) et Olson et al. (1999) n'ont pas lieu de considérer. De plus Tao et al. (1993) et Olson et al. (1999), en intégrant les profils de taux de libération/absorption de chaleur latente dans leurs bases de données, ont effectivement tous les champs nécessaires aux calculs mais sont obligés de contraindre davantage leur modèle (masque convectif/stratiforme). On a fait le choix de créer une base de données la plus représentative possible des différents cas observables en dépit de la perte de la connaissance de certains paramètres comme la vitesse verticale et les vitesses de chute nécessaires à la restitution des taux de libération/absorption de chaleur latente.

Troisième partie

Application au cas de l'ouragan Bret (22-23 Août 1999)

Chapitre 3

Cas d'étude : Le cyclone Bret

Sommaire

3.1	Le cyclone Bret, août 1999	108
3.1.1	Historique	108
3.1.2	Observations de TRMM	110
3.2	Bilans de chaleur latente	112
3.2.1	Détermination de la vitesse verticale de l'air (w)	112
3.2.2	Evaluation de la contribution des différents termes du bilan de chaleur latente	118
3.2.3	Profils de chaleur latente	126
3.3	Validation à partir des données aéroportées	135
3.3.1	Le CMRS , Les missions avions et mesures terrestres	135
3.3.2	Traitement des données avions et terrestres	136
3.3.3	Résultats des bilans de chaleur	143

3.1 Le cyclone Bret, août 1999

Pendant la saison cyclonique 1999, 12 cyclones tropicaux (cf figure 3.1) ont été observés dans le bassin Atlantique, la mer des Caraïbes et le Golfe du Mexique. Bret fait partie de ceux qui ont évolué en ouragan majeur (5 au total) de catégorie 4 sur l'échelle à 5 niveaux de Saffir-Simpson (Saffir 1977, Simpson 1974). Depuis 1986, on n'avait pas eu autant de cyclones de cette catégorie en une seule saison. Beaucoup d'entre eux ont atteint les côtes. Bret, quant à lui toucha les terres au Texas.

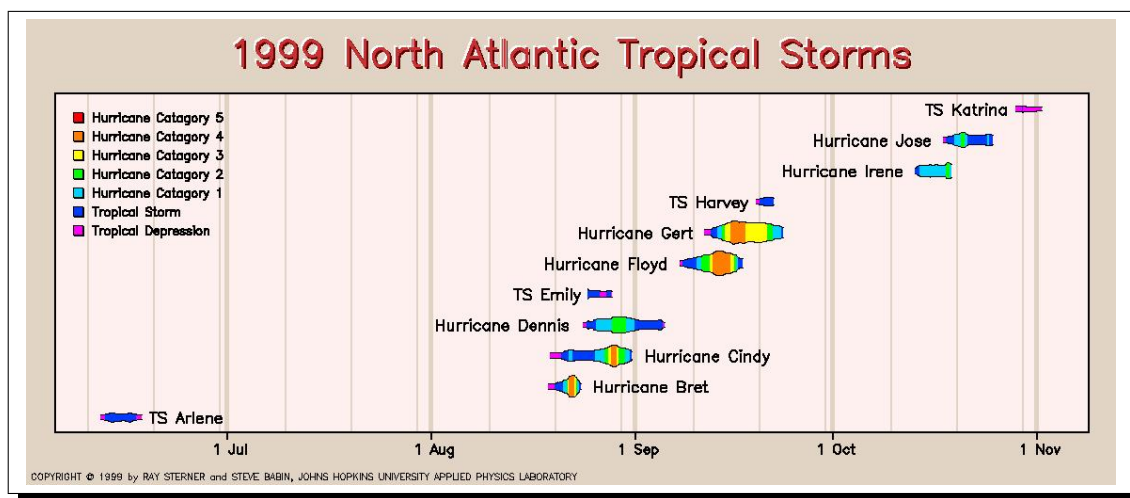


FIG. 3.1: Illustration de la saison cyclonique de l'été 1999 dans l'Atlantique Nord. D'après Sterner and Babin 1999.

3.1.1 Historique

Le matin du mercredi 18 août, une perturbation tropicale oscillait dans la péninsule du Yucatan dans la Baie de Campêche. Le jour suivant, le 19 août cette perturbation devint la tempête tropicale Bret, la seconde tempête nommée de la saison cyclonique atlantique 1999. Bret fut classé cyclone le vendredi soir, 20 août. Il se trouvait à 150 km à l'est de Tampico, Mexique avec des vents soutenus de 50 km.h^{-1} . A ce point, Bret se déplaçait vers le Nord/Nord-Ouest, à 1.2 m.s^{-1} . Le mouvement lent de Bret lui a permis de s'intensifier rapidement en cyclone au-dessus des eaux chaudes du Golfe. Le samedi 21 août à 4 UTC, Bret était maintenant un fort cyclone de catégorie 1 sur l'échelle de Saffir-Simpson avec des vents de 56 km.h^{-1} et continuait son mouvement vers le Nord/Nord-Ouest à 1.2 m.s^{-1} . Vers le samedi soir, Bret s'intensifia rapidement en un cyclone majeur (catégorie 3 ou plus), atteignant la catégorie 4 en intensité

à 19 heures le samedi. En seulement 18 heures, la pression de surface centrale dans la tempête a chuté de 980 à 952 hectopascals (hpa). Les vents soutenus maximums ont augmenté de 56 km.h⁻¹ à 85 km.h⁻¹ autour du centre. Bret fut seulement la seizième tempête de catégorie 4 à avoir jamais touché les Etats-Unis et la première à avoir jamais touché les côtes Texanes depuis Jerry en octobre 1989. Sa trajectoire est représentée sur la figure (3.2). La dernière tempête de catégorie 4 ayant touché les côtes texanes était le cyclone Carla qui est passé au-dessus de la région O' Conner Matagorda/Port en septembre 1961. Bret s'est déplacé vers l'Ouest déversant des pluies importantes au-dessus du Sud du Texas, avec plus de 660 mm estimées par le radar NEXRAD sur une portion du comté de Kenedy. Notons que les estimés radars n'ont pu être confirmés en raison d'un manque de stations sol dans cette zone. Le dernier cyclone qui avait touché ces terres fut Jerry en Octobre 1989.

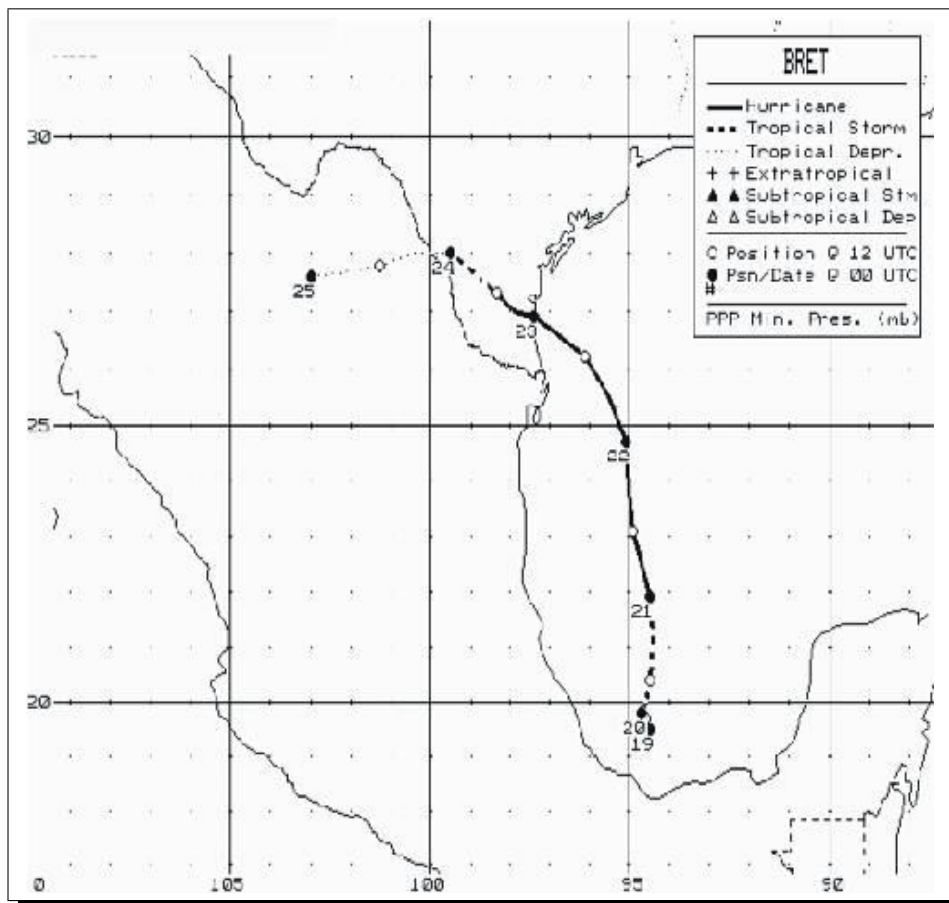


FIG. 3.2: Trajectoire du cyclone Bret du 18 au 25 août 1999. NOAA (www.nhc.noaa.gov).

3.1.2 Observations de TRMM

Par le radar de précipitation de TRMM :

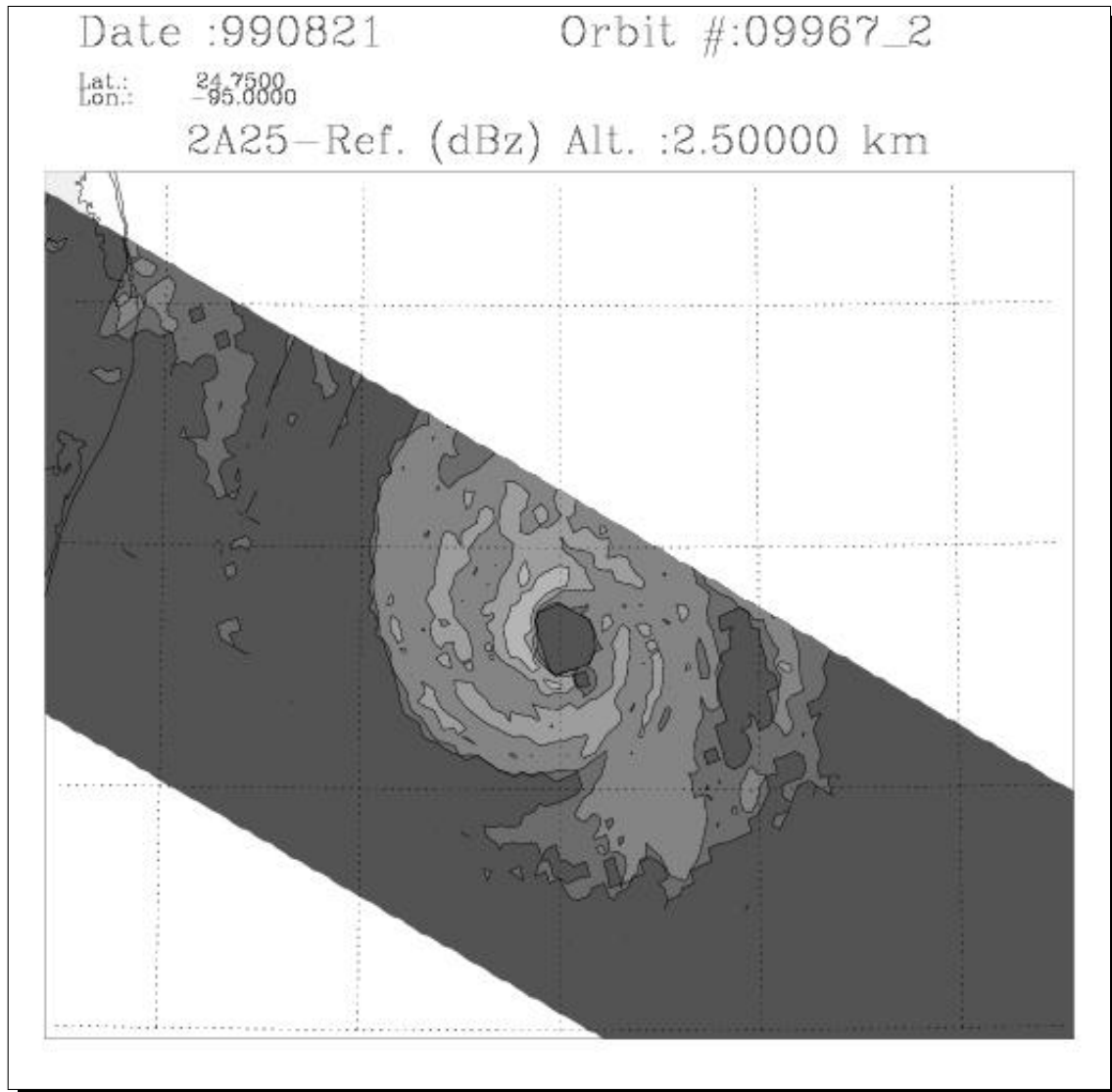


FIG. 3.3: Coupe horizontale de la réflectivité du PR à 2.5 km d'altitude. Les dégradés de gris correspondent à 15, 25, 35, 45 dBz respectivement du plus sombre au plus clair.

La figure (3.3) représente une coupe horizontale de la réflectivité effective mesurée par le PR et corrigée en utilisant l'algorithme 2A25. L'œil du cyclone dénué de précipitations, est clairement visible. Le mur de l'œil l'entoure avec une activité maximum définie par des signatures de réflectivité supérieures à 45 dBz situées dans le cadran Ouest/Nord-Ouest. Le maximum de réflectivité est de 54.71 dBz. On observe une série de bandes de pluie dans les secteurs Ouest

et Sud qui entourent l'intense mur de l'œil avec des réflectivités comprises entre 35 et 45 dBz. Puis, des taches ou bandes de réflectivité supérieures à 35 dBz s'étendent autour du système, bornées par des contours de 25 dBz. Ces derniers contours de réflectivité correspondent à deux bandes spiralées dans les cadrans Nord-Ouest et Sud-Est, la première étant juste à la frontière de la fauchée. Dans le cadran Est, une région de 35 à 45 dBz est entourée par une fine bande de réflectivités comprises entre 25 et 35 dBz. C'est probablement une autre bande spiralée partiellement visible puisque le système n'est pas vu dans son intégralité. Les contours de 15 dBz correspondent au seuil de détection du PR et donc, les frontières des régions de pluie vues par le radar. Finalement, dans le Nord-Ouest du domaine, près de la côte, on détecte des pluies étendues avec des maximums de réflectivités de l'ordre de 30 dBz.

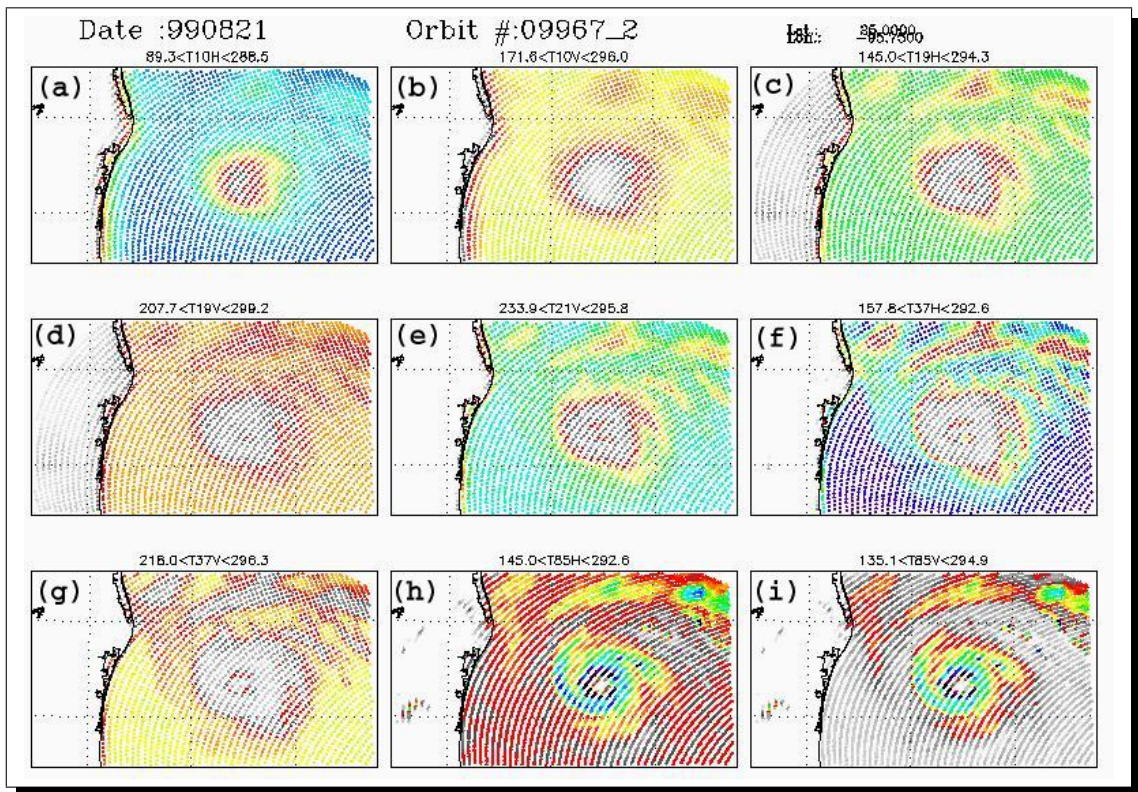


FIG. 3.4: TBs des 9 canaux de TMI, de l'orbite 09967 du 21 août 1999. La figure (a) correspond au canal 10 GHz polarisation H avec la température de l'océan froide et le coeur du cyclone représenté par les couleurs jaunes-rouges-grises correspondent à des températures croissantes (180 K à plus de 200 K). La figure (h) correspond au canal 85 GHz, les zones en bleu sont les plus froides et correspondent à des températures comprises entre 210 et 220 K. Les zones en verte sont des zones de diffusion, froides d'environ 220-230K. Les tons rouges et gris correspondent à des températures comprises entre 250 et 270 K.

Par TMI, le radiomètre de TRMM

La figure (3.4) représente les températures de brillances observées par le radiomètre TMI lors du passage de TRMM, le 21 août 1999. A hautes fréquences (85 GHz, polarisation H et V : coupes h et i), la structure détaillée du cyclone est bien représentée. L'oeil est entouré par le mur convectif dans lequel on a de fortes signatures de diffusion, c'est à dire à des températures plus froides et autour duquel les bandes de précipitations s'enroulent. Dans ces bandes, de la glace est produite et la signature de l'activité convective est claire mais plus faible que dans le mur de l'oeil (soit la glace produite y est moins dense, soit les cellules sont moins actives). On constate que la large région d'intense diffusion dans la partie Sud-Ouest du mur de l'oeil est légèrement décalée par rapport au maximum de pluie détecté par le radar. C'est un effet d'une forte advection radiale des particules de glace par le vent tangentiel : les cellules convectives sont inclinées le long du flux de vent. Les flocons de neige plus légers sont transportés aux alentours du mur de l'oeil où les signatures de diffusion sont plus faibles.

On notera, toujours à 85 GHz, que plus on est proche de l'oeil, plus les TBs sont chaudes (260 K pour les contours entourant le système). On a plus d'émission probablement à cause d'une augmentation du contenu en vapeur d'eau induit par les transports horizontaux. Près du centre du système, on entre en régime diffusant, on a une prépondérance de particules de glace plus denses et les TBs vont chuter. Dans le cadran Nord-Est, on observe trois cellules de température chaude entourées par une couronne froide.

A l'opposé aux basses fréquences, la résolution est médiocre, le mur de l'oeil et les bandes de précipitation ne sont plus visibles distinctement (10 et 19 GHz, polarisations H et V : coupes a, b, c et d). Le cyclone apparaît sous une forme arrondie chaude entourée par l'océan plus froid. Par contre, un maximum d'émission correspondant à un maximum de précipitation apparaît clairement dans le cadran Nord-Ouest.

3.2 Bilans de chaleur latente

3.2.1 Détermination de la vitesse verticale de l'air (w)

Méthode

Pour restituer la vitesse verticale nécessaire à l'estimation de la chaleur latente, on utilise les sorties d'une simulation de cyclone en suivant la méthode de Yang and Smith (1999aa) qui

consiste à déterminer une relation entre la vitesse verticale et les profils d'hydrométéores. On détermine ainsi des coefficients $a_0, a_1, a_2 \dots$ par régression linéaire de telle sorte que :

$$W(z) = a_0 + a_1 q_{pw} + a_2 q_{pi} + a_3 q_{cw} + a_4 q_{ci} + \dots \quad (3.1)$$

avec q_{pw} , q_{pi} , q_{cw} et q_{ci} les contenus en précipitation liquide, en précipitation glace, en eau liquide nuageuse, en glace nuageuse (en g.m^{-3})...

Présentation des données utilisées

La simulation utilisée (Nuissier 2003) est celle du cyclone Bret présenté dans la section 3.1. Ce dernier a été simulé à l'aide du modèle tri-dimensionnel français méso-NH (Lafore et al. 1998), développé à partir de 1992, conjointement par le Centre National de Recherches Météorologiques (Météo-France) et le laboratoire d'Aérodynamique de Toulouse (Centre national de Recherche Scientifique-Université Paul Sabatier).

Ce modèle est non-hydrostatique. Pour cette simulation, 4 grilles imbriquées interagissant des petites vers les grandes échelles et réciproquement ont été utilisées. Bret a été simulé les 22 et 23 août à l'arrivée sur la côte juste après son intensification le 21 août. Ce cyclone était caractérisé par un déplacement lent d'environ 2 m.s^{-1} (dans la simulation) vers l'Ouest/Nord-Ouest. Le vent maximum mesuré est 203 km.hr^{-1} . Le meilleur survol de TRMM pendant la période de simulation était le 22 août à 17 UTC, à l'arrivée sur la côte. Le modèle a ainsi été initialisé à 00 UTC, le 22 août 1999 avec les analyses grande échelle du CEPMMT¹⁰. Les champs grande échelle du CEPMMT ont été utilisés pour la température de la surface de la mer (SST) et le cisaillement de vent. Bien que ces champs de grande échelle fournissent des conditions dynamiques et climatologiques satisfaisantes, au-dessus du Golfe du Mexique (faible cisaillement de vent et forte SST), elles révèlent un vortex mal défini à l'intérieur d'une humidité relative de moyenne troposphère relativement faible. L'humidité et le vortex qui sont mal représentés par le modèle de grande échelle ont été corrigés respectivement avec les données dropsondes (à moyenne échelle) ODWs¹¹ larguées par le G-IV et le NOAA-42 et les données radar Doppler (à petite échelle) des avions WP3s et GIV de la NOAA (cf section 3.3.1, Nuissier 2003).

Nous utilisons les variables prédites (vitesse verticale et rapports de mélange de l'eau nuageuse non précipitante, de la pluie, de la neige et de la neige roulée) du plus petit domaine dans

¹⁰Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

¹¹Omega DropWindsondes

lequel les caractéristiques à petite échelle d'un cyclone tropical sont résolues explicitement. Ce domaine correspond à la meilleure résolution spatiale des observations aéroportées et c'est celui dans lequel le modèle utilise sa physique intégrale. La résolution de la grille horizontale est 1.67 km sur un domaine carré de 286.4 km d'extension et une résolution verticale de 0.5 km de 0.5 à 18 km d'altitude.

Altitude (km)	Précipitation liquide	Nuage Liquide	Neige Roulée	Neige	Ordonnée à l'origine	r
0.5	0.0444104	0.363020	0.00000	0.00000	-0.0314740	0.489279
1.0	0.0710215	1.01251	0.00000	0.00000	-0.0606117	0.576192
1.5	0.0329466	1.74822	0.00000	0.00000	-0.0500579	0.626929
2.0	0.0233643	2.41503	0.00000	0.00000	-0.0549399	0.658035
2.5	0.0543184	3.01184	0.00000	0.00000	-0.0660635	0.688595
3.0	0.0453076	3.98834	0.00000	0.00000	-0.0750120	0.725711
3.5	-0.0269362	4.94204	0.00000	0.00000	-0.0713070	0.749457
4.0	0.0389558	4.71724	0.00000	0.00000	-0.145256	0.699454
5.0	1.32470	5.59844	-0.569758	-1.02737	-0.0928011	0.847402
6.0	0.00000	20.9772	0.268938	-1.14095	-0.229323	0.705821
8.0	0.00000	57.2597	0.561433	-2.18893	-0.0720824	0.790436
10.	0.00000	0.00000	1.95139	-2.15893	0.244928	0.622277
14.	0.00000	0.00000	2.00722	-0.0213611	0.0872917	0.519776
18.	0.00000	0.00000	-1.63994	16.6480	-0.00182715	0.197490

TAB. 3.1: Coefficients de régression pour la pluie, le nuage liquide, la neige roulée et la neige utilisés pour estimer la vitesse verticale aux 14 niveaux d'altitude de la restitution de BRAIN déterminés à partir des sorties de la simulation de Bret du 22/08/99 à 18 UTC. Les unités des coefficients de régression sont $[m.s^{-1}][g.m^{-3}]$, avec l'intersection des axes des ordonnées en $[m.s^{-1}]$. La dernière colonne indique les coefficients de corrélations (r) associés aux régressions individuels de chaque altitude.

Résultats et analyse

Pour la détermination des coefficients de régression, nous avons utilisé les sorties de la simulation du modèle méso-NH du 22 août 1999 à 18 UTC, lorsque le cyclone simulé est en phase bien développée. Le tableau (3.1) donne les coefficients déterminés pour la relation de régression

entre la vitesse verticale et les quatre catégories d'hydrométéore présentes dans la simulation (contenus en eau nuageuse, pluie, neige roulée et neige) ainsi que les coefficients de corrélation entre les vitesses verticales estimées et modélisées pour chaque altitude. Nous n'avons pas pris en considération le nuage glace, dont le champ 3D, trop bruité, induisait des coefficients de régression trop forts et abaissait fortement la corrélation. Pour les altitudes 0.5, 14 et 18 km, les coefficients de corrélation sont globalement compris entre 0.6 et 0.8 avec des valeurs plus faibles à 0.5 km et au-dessus de 10 km. La vitesse verticale régressée dans la colonne entre 1 et 10 km peut alors effectivement représenter le champ de vitesse verticale à l'intérieur du nuage. Puisque les vitesses verticales et les concentrations en hydrométéores ne sont pas très bien corrélées au-dessous de 1 km et au-dessus de 14 km, mais qu'en même temps les vitesses verticales sont faibles à ces altitudes, la vitesse verticale régressée est mise à 0 au-dessous de 1 km et au-dessus de 16 km.

Dans les basses couches, les variables significatives sont le nuage et les précipitations liquides. Leur présence est une indication non ambiguë de la présence d'ascendances, particulièrement si on retrouve des traces de nuage liquide au-dessus de l'isotherme 0°C . Il n'y a par contre pas de signature claire associée à la présence de subsidences, si ce n'est l'éventuelle absence de pluie ou la présence de pluie de type stratiforme. Ces dernières pourraient être corrélées à de la pluie sans nuage (zone d'évaporation) mais il faudrait alors sans doute pré-classifier le pixel concerné puis faire une régression spécifique au cas convectif et stratiforme. Hors, nous avons choisi de ne pas faire une telle pré-classification (cf chapitre 2). De plus, les zones de subsidence sont généralement associées à des zones de faibles gradients verticaux des précipitations. On néglige donc cet effet. Ainsi, on sous-estime objectivement les effets d'évaporation dans les subsidences stratiformes.

D'un autre côté, au-dessus de l'isotherme 0°C (environ 5 km), la neige roulée est un bon indicateur d'ascendance. En effet, elle chute dans la zone de production avec un faible transport horizontal, contrairement à la neige seule qui peut être emportée loin des zones d'ascendances vers les régions plus stratiformes où des subsidences de grande échelle vont être observées.

Nos corrélations sont plus faibles que dans le cas d'étude de Yang and Smith (1999aa), ce qui s'explique par la présence de forts transports horizontaux caractéristiques des cas de cyclone qui entraîne une réduction de la corrélation entre vitesse verticale et profils de contenus en hydrométéores. En effet, la présence de neige est souvent associée à une advection horizontale forte qui entraîne la neige, de faible densité, d'une région à une autre.

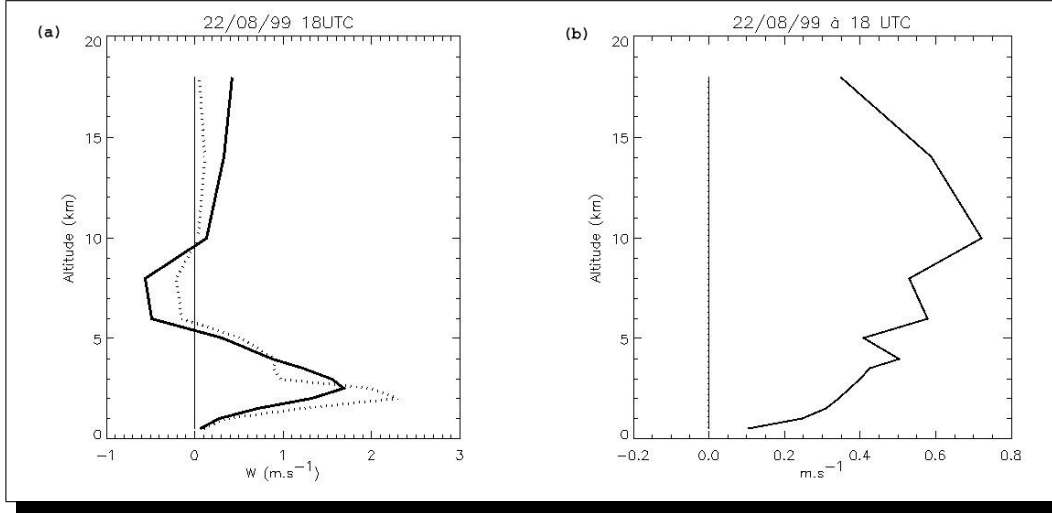


FIG. 3.5: (a) Exemple de vitesse verticale de la simulation (trait plein) et régressée (trait tireté). (b) Rms et biais. Régression effectuée à partir des champs de sorties de simulation du 22/08/99 à 18UTC. Explication voir texte.

Afin d'évaluer le résultat de notre corrélation, on a représenté sur le panneau droit de la figure (3.5) le biais et l'écart type moyens entre les vitesses verticales régressées et modélisées. Les amplitudes du profil des écarts types sont très faibles soit de l'ordre de 10^{-6} , c'est pourquoi on ne le distingue pas sur le graphique. Les biais sont relativement faibles avec une valeur maximale de 0.75 m.s^{-1} située autour de 6 km d'altitude. Un exemple de comparaison entre les profils de vitesses verticales mesurées (en pointillés) et modélisées (en trait gras) est représenté sur le panneau de gauche de la figure (3.5). Dans ce cas, le maximum de vitesse régressé est surestimé de 0.6 m.s^{-1} et se trouve au-dessous du maximum de référence (issu du modèle), tandis que les minimums sont assez bien calés mais on a une légère sous-estimation de la vitesse régressée.

La figure (3.6) présente une coupe horizontale à 4 km d'altitude (a) et une coupe verticale (b) de la vitesse verticale obtenue avec les contenus restitués par BRAIN pour le cas de l'orbite du 21 août 1999 à 23 UTC. On observe de fortes ascendances au niveau du mur de l'œil et dans la bande spiralée du Nord-Est (coupe a). Par contre, on observe une vitesse verticale résiduelle dans l'œil, ce qui est un artefact. Le w maximum restitué sur la coupe horizontale à 4 km, d'environ 1.1 m.s^{-1} est situé dans le mur de l'œil. On restitue bien l'asymétrie de Bret avec des ascendances plus fortes dans le cadran Ouest du mur de l'œil que dans le cadran Est qui correspondent bien à la présence des contenus en précipitation les plus forts (cf Fig. 2.16). Le w maximum restitué sur la coupe verticale est de 3.2 m.s^{-1} et est localisé entre 5

et 6 km d'altitude dans la zone la plus intense du mur de l'œil. Remarquons les ascendances (entre 0.4 et 0.6 m.s^{-1}) localisées dans la partie Nord-Est de l'image **(3.6 a)** qui correspondent sans doute à des cellules convectives d'une bande spiralée plus éloignée. On peut dire que cette méthode donne des résultats tout à fait réalistes pour la restitution de la vitesse verticale dans le cas d'ascendance mais on émet une réserve sur le fait que les subsidences seront difficilement restituables.

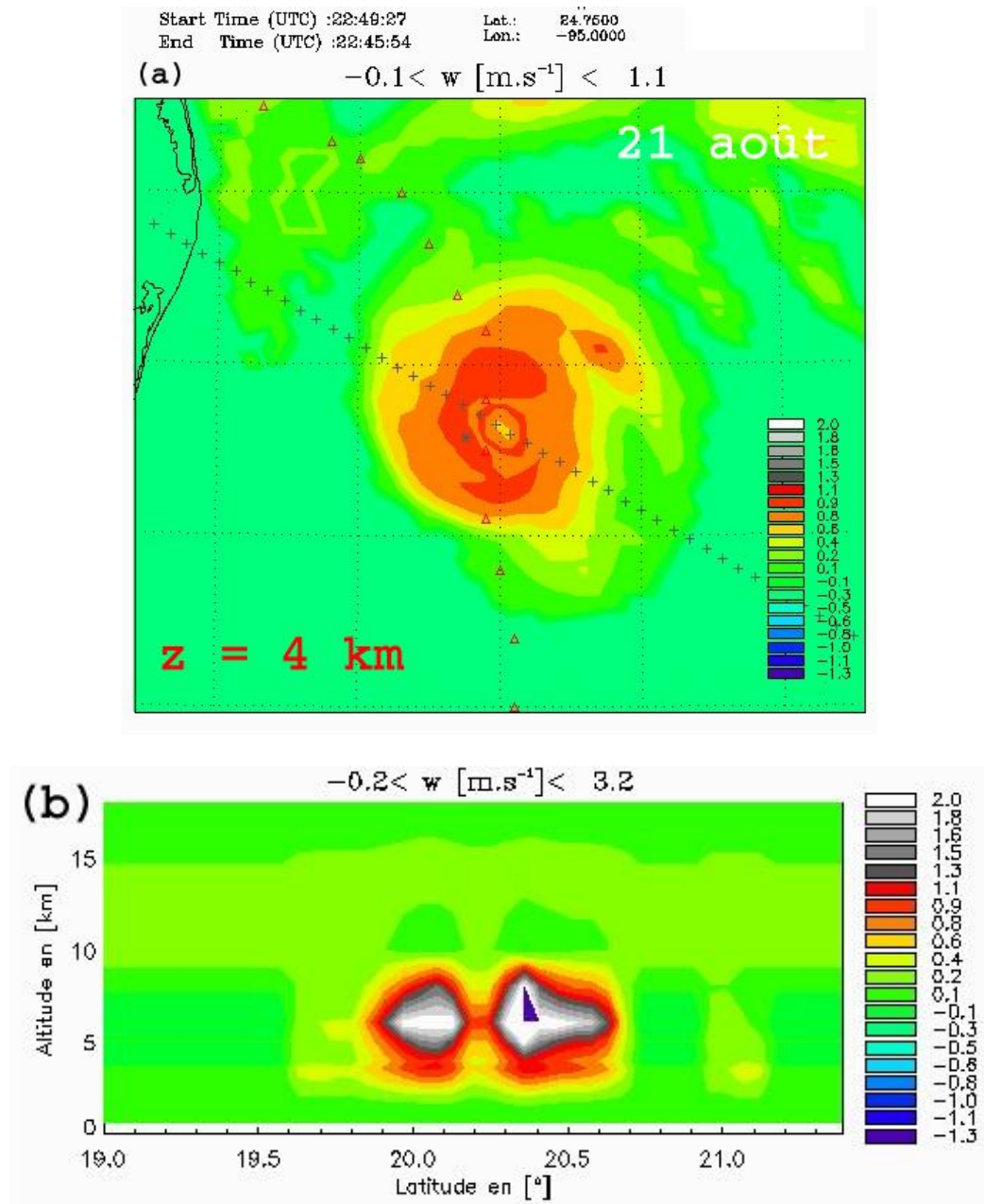


FIG. 3.6: (a) Coupe horizontale à 4 km d'altitude et (b) coupe verticale le long des croix de la coupe précédente de la vitesse verticale (w) restituée pour l'orbite du 21 août 1999 en utilisant les coefficients de régression du tableau (3.1). L'Ouest est à droite sur la coupe (b).

3.2.2 Evaluation de la contribution des différents termes du bilan de chaleur latente

Afin de comprendre quels sont les paramètres qui influent le plus sur la restitution des profils de chaleur latente, on étudie la contribution de chacun des termes du bilan (cf section

2.4.1, équation (2.33). Pour cela, on présente différentes coupes horizontales à un niveau d'altitude donné. On choisit pour ces coupes horizontales l'altitude où la restitution des profils d'hydrométéores était la meilleure (5 km). Afin d'évaluer le comportement dans la couche 0 - 14 km, on représente également différentes coupes verticales (de la même manière que dans le chapitre 2).

Résultats de la restitution à 4 km

Dans un premier temps, on a représenté sur les figures (3.7a) et (3.7b), des coupes horizontales à 4 km d'altitude respectivement du terme de sédimentation et du terme de transport vertical des précipitations. Les deux termes sont exprimés en $[g.kg^{-1}.hr^{-1}]$. Tout d'abord, on observe que le terme de transport vertical est d'un ordre de grandeur inférieur à la sédimentation. La structure du cyclone est assez bien restituée, on peut distinguer l'œil et son mur sur les deux coupes ainsi que les bandes spiralées du Nord-Est et Sud-Ouest (seulement visible sur la coupe (b)). La sédimentation est la plus forte dans le mur de l'œil avec un maximum de $15.9 g.kg^{-1}.hr^{-1}$ dans le cadran Nord-Ouest. Elle est associée à des contenus en précipitation forts ce à quoi l'on pouvait s'attendre. En effet, plus les contenus sont élevés, plus la vitesse terminale de chute est importante. D'autre part, on observe des transports verticaux négatifs essentiellement dans le mur de l'œil. Etant donné qu'à cette altitude, la vitesse verticale est toujours positive, ces mouvements sont dus à une diminution de contenus en précipitation avec l'altitude. En effet, si l'on regarde les profils de précipitation (cf Fig. 2.16), on a bien cette diminution. Quand on se rapproche de la surface, les précipitations augmentent. On est donc dans une zone de précipitation intense qui devrait normalement être associée à des subsidences. Je reviendrai plus tard sur ce sujet lors de la validation à l'aide des mesures aéroportées. Gardons à l'esprit que le terme de transport vertical qui rentre en compte dans la détermination de la fonction de production de précipitation est toujours négligeable devant le terme de sédimentation.

Sur la figure (3.8) sont représentées des coupes horizontales des fonctions de production de précipitation (a) à 4 km d'altitude et de nuage (b) à 5 km d'altitude en $[g.kg^{-1}]$. Ici aussi, $F(q_c)$ est d'un ordre de grandeur inférieur à celui de $F(q_p)$. J'ai choisi de ne pas représenter la coupe horizontale de $F(q_c)$ à 5 km car comme on le verra sur la coupe verticale (cf figure 3.9 c), on se trouve dans une zone de transition entre la phase liquide du nuage et la zone de mélange des phases liquide et glace du nuage. La coupe (3.8 a) correspond donc à la somme des termes de sédimentation et de transport vertical des précipitations dont on a parlé précédemment. Elle

est très ressemblante au terme majoritaire, la sédimentation donc. La fonction de production de précipitation à cette altitude est presque toujours positive avec une zone maximale dans le mur de l'œil comprise entre 7 et 15.9 g.kg.hr⁻¹. Cela signifie que l'on est en régime saturé et donc que pour la restitution de chaleur latente, on prend toujours en compte à la fois $F(q_p)$ et $F(q_c)$ (cf section 2.4.1). $F(q_c)$ est généralement négatif, ce qui signifie que l'on a une diminution du q_c avec l'altitude à ce niveau puisque rappelons le, la vitesse verticale est toujours positive. Un signe négatif de $F(q_c)$ indique que l'on a des phénomènes d'auto-conversion et de collection, ce qui est logique puisque l'on est dans une zone de précipitation.

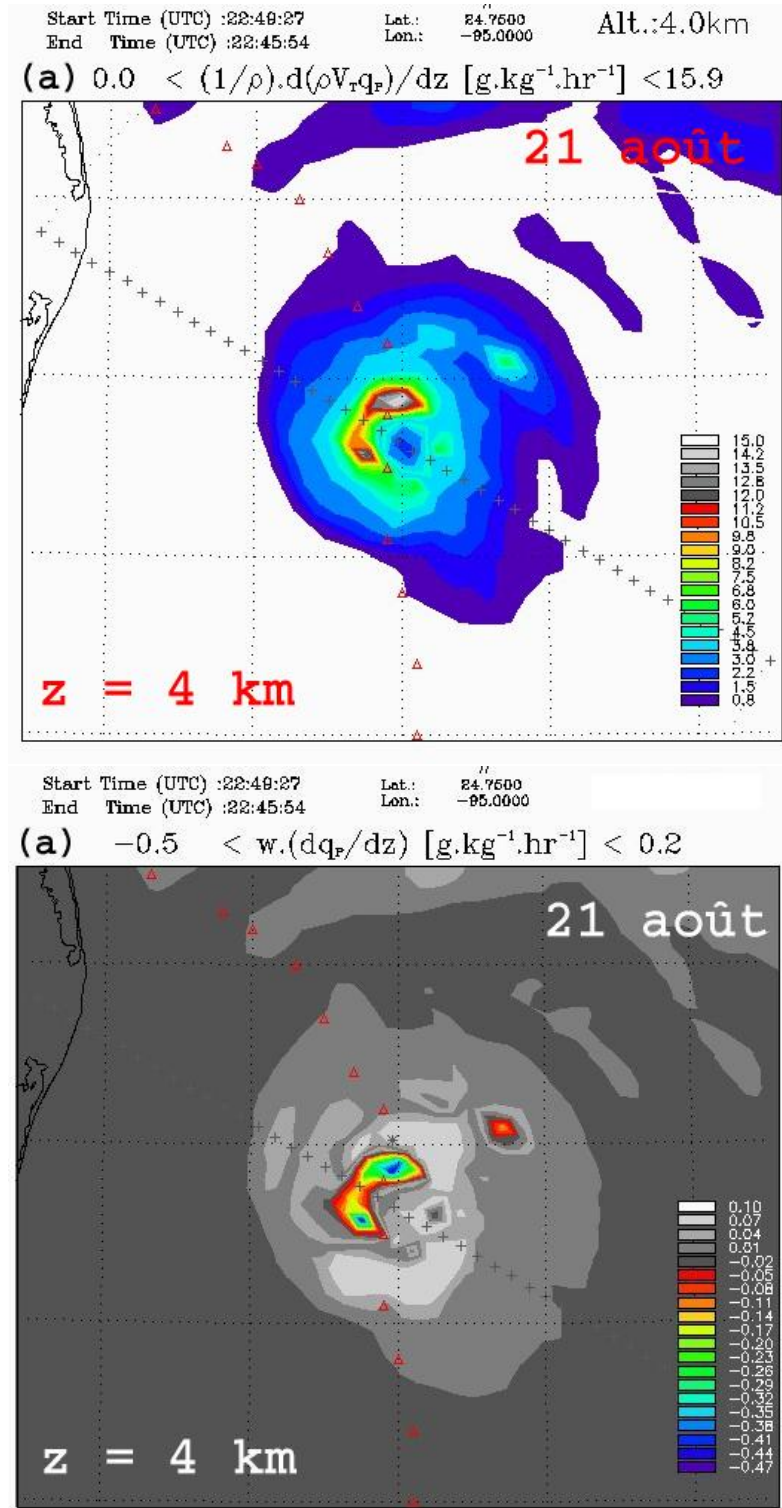


FIG. 3.7: (a) et (b) représentent les coupes horizontales des termes de sédimentation et de transport vertical de précipitation à 4 km d'altitude. L'unité est le $[\text{g.kg}^{-1} \cdot \text{hr}^{-1}]$

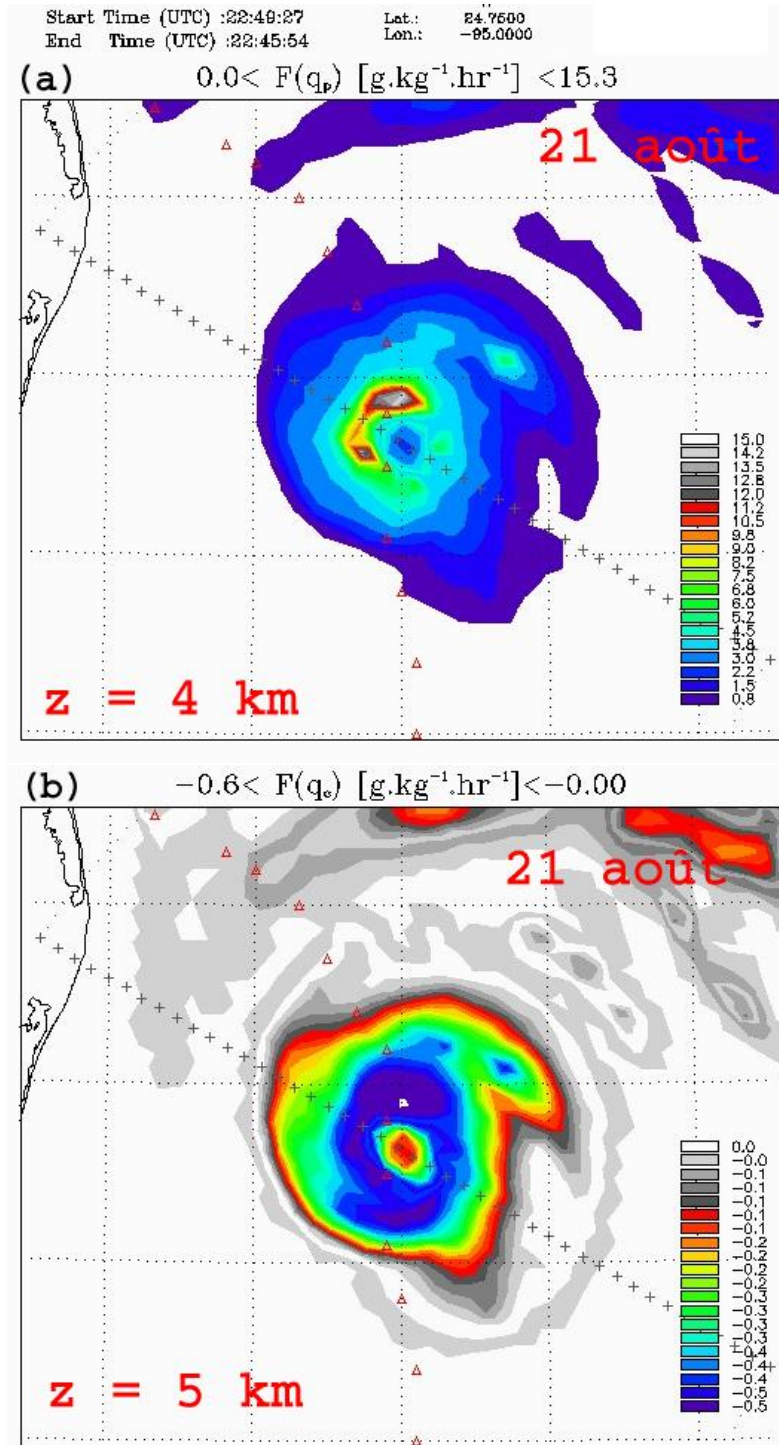


FIG. 3.8: (a) et (b) représentent les coupes horizontales de $F(q_p)$ et $F(q_e)$ à 4 et 5 km d'altitude respectivement.

L'unité est le $\text{g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}$

Interprétation des profils verticaux

Sur la figure (3.9), on a représenté les coupes verticales le long de croix des coupes horizontales précédemment présentées. Les coupes (a), (b), (c) et (d) correspondent respectivement au terme de sédimentation, au transport vertical de précipitation, à la fonction de production de nuage et de précipitation seulement là où il pleut (on n'a pas de restitution ailleurs).

Le terme de sédimentation (coupe a) est d'un ordre de grandeur supérieur à celui du transport vertical de précipitation (coupe b) avec un maximum de $10.9 \text{ g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}$ pour le terme de sédimentation et de $0.3 \text{ g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}$ pour le transport vertical. Les transports verticaux sont en général nuls ou voisins de zéro excepté dans les zones convectives du mur de l'œil et de la bande spiralée Ouest. On observe alors deux types de profils de transports verticaux dans ces zones. Le signe du terme de transport vertical est principalement tributaire du gradient vertical de q_p avec l'altitude puisque w est essentiellement positif dans ces zones. Dans la partie la plus intense du mur de l'œil (cadran Ouest), BRAIN a restitué une tour convective de précipitation continue où q_p décroît donc avec z (cf figure 2.16 b). Cette zone de gradient de q_p négatif est associée à une vitesse verticale toujours positive, d'où le transport vertical négatif obtenu dans cette zone compris entre -0.1 et $-0.6 \text{ g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}$. Le cadran Est du mur de l'œil, ainsi que la bande spiralée Ouest (cf figure 2.16 b) sont caractérisés par une discontinuité du profil de précipitation, d'où cette discontinuité du profil de transport vertical puisque w est positif sur toute la couche d'atmosphère concernée. Dans la couche de fonte (entre 4 et 6 km), on observe des transports compris entre -0.1 et $-0.2 \text{ g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}$ et en dessus et en dessous de cette couche, les transports verticaux sont compris entre 0.2 et $0.3 \text{ g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}$.

La zone au voisinage de la couche de fonte reste une région délicate à restituer car elle est constituée d'un profil restitué par BRAIN mais dont la partie liquide provient à l'origine d'une mesure radar alors que la partie glace a été "extrapolée" grâce à des sorties de modèles. Les gradients verticaux dans cette zone doivent être considérés avec précaution. Malheureusement, dans la convection, ces gradients sont multipliés par une vitesse verticale forte donc le terme produit peut être fort dans le sens positif. Par chance, la contribution de ce terme de transport en particulier dans ces régions suspectes est faible devant le terme de sédimentation. Si le terme de transport vertical présente une structure en couches horizontales, le terme de sédimentation met bien en valeur l'asymétrie observée dans les précipitations. C'est le terme dominant et quoique l'incertitude sur la vitesse terminale de chute (V_T) puisse être importante, elle ne dépend que

de la paramétrisation utilisée et reste proportionnelle au taux de pluie. Au final, le terme de sédimentation est presque toujours positif avec des maxima dans les zones de précipitation intense. La fonction de production de précipitation (cf figure **3.9.d**) est comme pour la coupe horizontale très ressemblante au terme majoritaire, la sédimentation donc.

Pour le terme de fonction de production de nuage représenté sur la coupe (**3.9 c**), on signale la présence d'un double régime. De même que pour le transport vertical de précipitation, $F(q_c)$ dépend de w , qui est toujours positif dans notre restitution. Le signe de $F(q_c)$ dépend donc du gradient de nuage. Or, le nuage liquide et le nuage glace sont fortement décorrélés. On a une forte discontinuité entre le nuage liquide à 3 km et le nuage glace à 8 km. Au-dessous de la couche de fonte, le gradient de nuage liquide augmente de même que le gradient de nuage glace augmente au-dessus de la couche de fonte avant de diminuer à nouveau à 10 km. On va émettre les mêmes réserves sur l'estimation du terme q_c que sur celle de q_p .

On n'a pas représenté ici le terme de chaleur latente dû à la fonte des particules de glace. En effet, sa contribution est très faible par rapport aux autres termes et n'intervient que dans des zones très localisées, telles que la base de la couche de fonte avec un puits de chaleur maximum de -0.7 K.hr^{-1} .

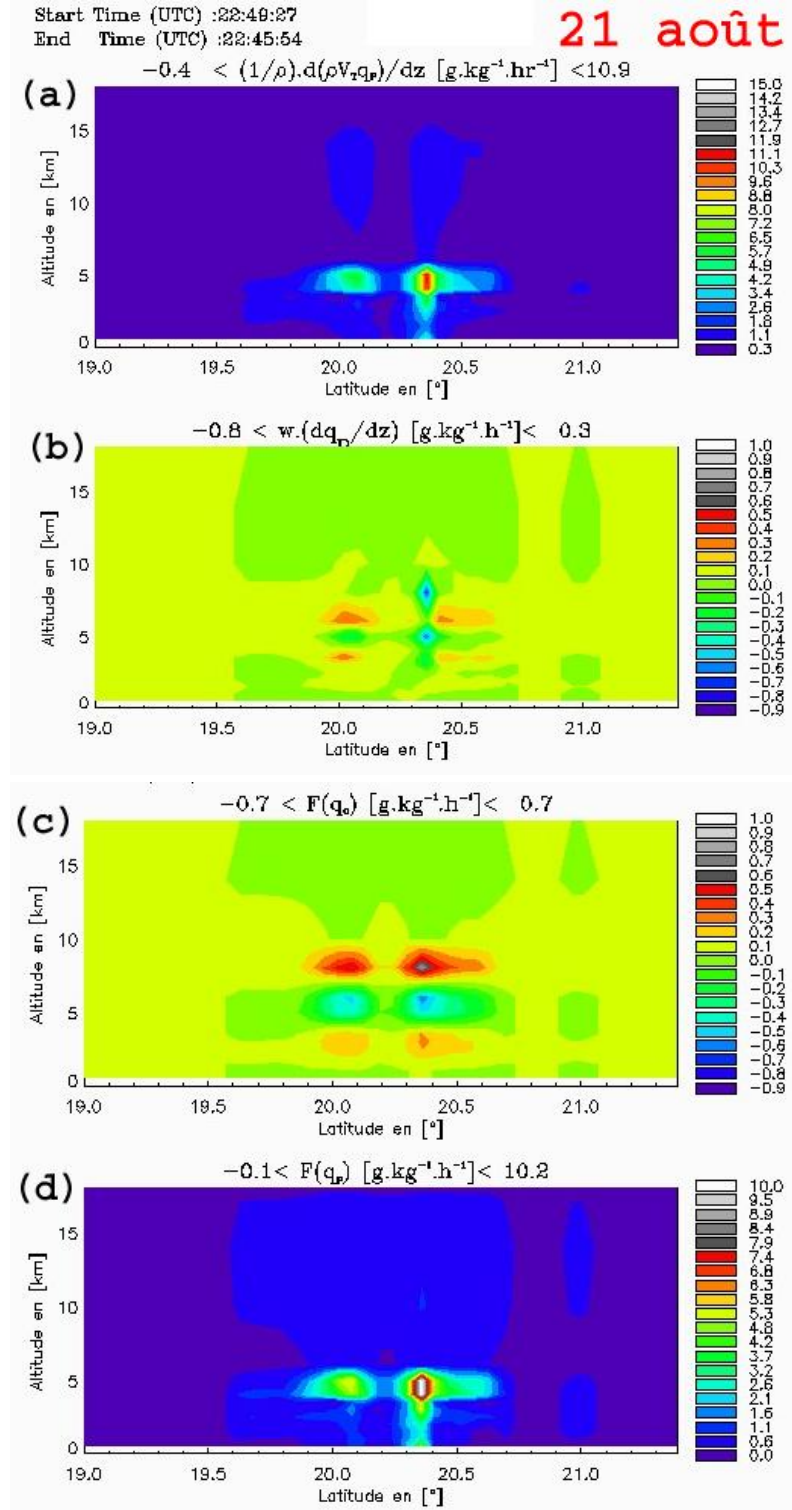


FIG. 3.9: Coupes verticales des termes de transport vertical de précipitation (a) et de sédimentation (b) et des fonctions de production de nuage (c) et de précipitation (d) pour l'orbite #9967 du 21 août 1999 à 23 UTC de Bret. L'Ouest est gauche sue les coupes.

3.2.3 Profils de chaleur latente

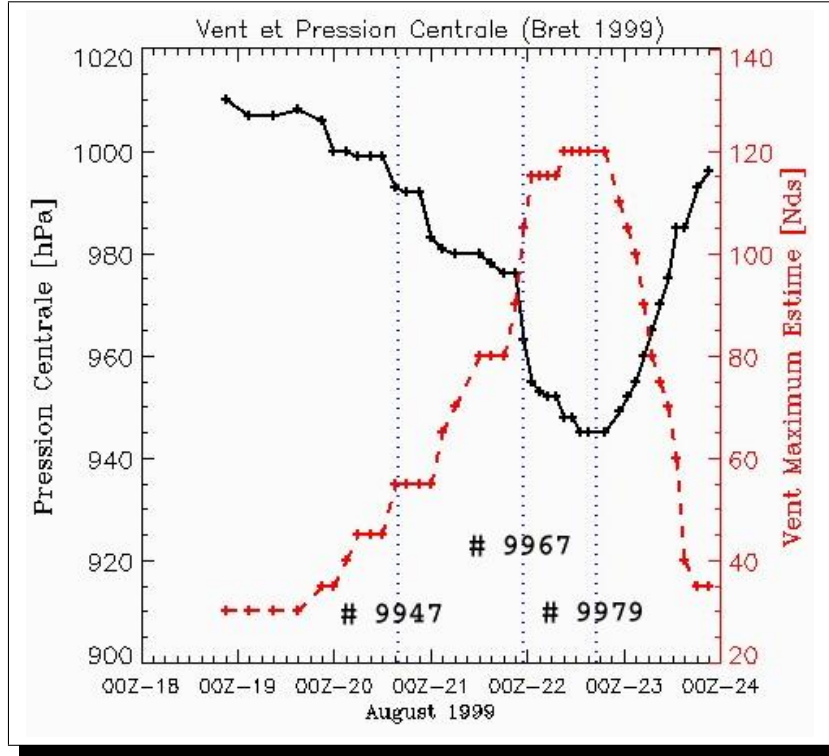


FIG. 3.10: Représentation de l'évolution de la pression minimale et du vent maximal au sein du cyclone Bret du août au août 1999.

Le 21 août 1999, à 23 UTC :

Le 21 août 1999 à 23 UTC, Bret est alors un cyclone de catégorie 4 avec des vents soutenus de 195 km.h^{-1} et un minimum dépressionnaire de 963 hPa (Fig. 3.10 orbite # 9967). Il s'intensifie encore dans les heures qui suivent et creuse son minimum dépressionnaire (1 h plus tard, sa pression centrale est de 954 hPa).

La figure (3.11) montre une coupe horizontale de la chaleur latente (Q_H) à 4 km d'altitude (a) et une coupe verticale de Q_H (b) le long des croix représentées sur la coupe horizontale. Au regard des résultats précédents, il apparaît que $F(q_p)$ est pratiquement toujours positif et que donc dans la plupart des cas, le profil de chaleur latente se réduit à un facteur près à la somme de $F(q_p)$ et de $F(q_c)$ dans laquelle $F(q_p)$ domine. On a une légère influence au niveau de base de la couche de fonte, du taux de perte de chaleur latente du à la fonte des particules de glace.

On voit également dans les zones où le $F(q_p)$ n'est pas fort, l'influence possible du $F(q_c)$

qui va renforcer les minima locaux. On notera que les asymétries externes dans le Nord-Est apparaissent sur les coupes horizontales avec des valeurs assez faibles (environ 11.5 K.hr^{-1}). Sur la coupe verticale (Fig. 3.11 b), on remarque dans la couche comprise entre 4 et 5 km l'influence sur les contours de Q_H de la fonte des particules. L'asymétrie de l'œil se traduit par une différence dans l'intensité des Q_H mais aussi en terme de structure avec une zone active dont la production de chaleur s'étend de la surface jusqu'à 10 km. Dans la partie la moins intense de l'œil, on voit bien que la production de chaleur est concentrée entre 3 et 6 km avec une production entre 0 et 3 km présente, mais faible (environ 2.5 K.hr^{-1}). On remarque également une zone de production de Q_H d'intensité moyenne, située entre 4 et 6 km qui correspond à une signature de bande spiralée de l'Ouest de l'œil (scan 75). Cette bande n'est visible distinctement que sur des coupes horizontales à 5 km.

Dans cette phase de la vie du système mature qui se renforce, on voit que le taux de chaleur latente semble caractérisé par une structure plus verticale avec une forte production dans le mur de l'œil qui ceint presque complètement l'œil lui-même. En même temps, l'extension spatiale de la zone de production de chaleur est restreinte par rapport à la taille totale du système.

Comparaison avec les orbites précédente et suivante :

Nous disposons également de deux orbites de Bret, le 20 août 1999 à 16 UTC (# 9947) et le 22 août 1999 à 17 UTC (# 9979). La figure (3.10) illustre l'évolution de Bret du 18 au 24 août 1999 en terme de pression centrale et de vent maximum. Le 20 août, Bret est encore une tempête tropicale en phase de creusement léger avec un minimum de pression de 993 hPa (992 hPa, deux heures plus tard) et des vents d'environ 100 km.h^{-1} . BRAIN restitue des précipitations exclusivement de nature stratiforme. Le 22 août 1999, Bret est encore un cyclone de catégorie 4 avec un minimum dépressionnaire de 945 hPa et des vents de 230 km.h^{-1} . Il va alors atteindre les côtes Texanes sur lesquelles il va se dissiper.

On a maintenant représenté sur la figure (3.12) les résultats obtenus pour l'orbite # 9979 (22 août à 17 UTC). On voit sur la coupe horizontale (Fig. 3.12 a) une forte discontinuité entre la restitution dans la partie océanique et la partie côtière dans la zone Nord de l'image. En effet, BRAIN traite les côtes comme des continents et donc n'utilise que la diffusion par la glace à 85 GHz, les autres canaux étant saturés. La version de l'algorithme utilisée n'est pas à ce jour consolidée pour traiter les régions côtières en absence de précipitation glace. Mais dans les zones intenses du système, c'est à dire dans le cadran Ouest du mur de l'œil et la bande spiralée

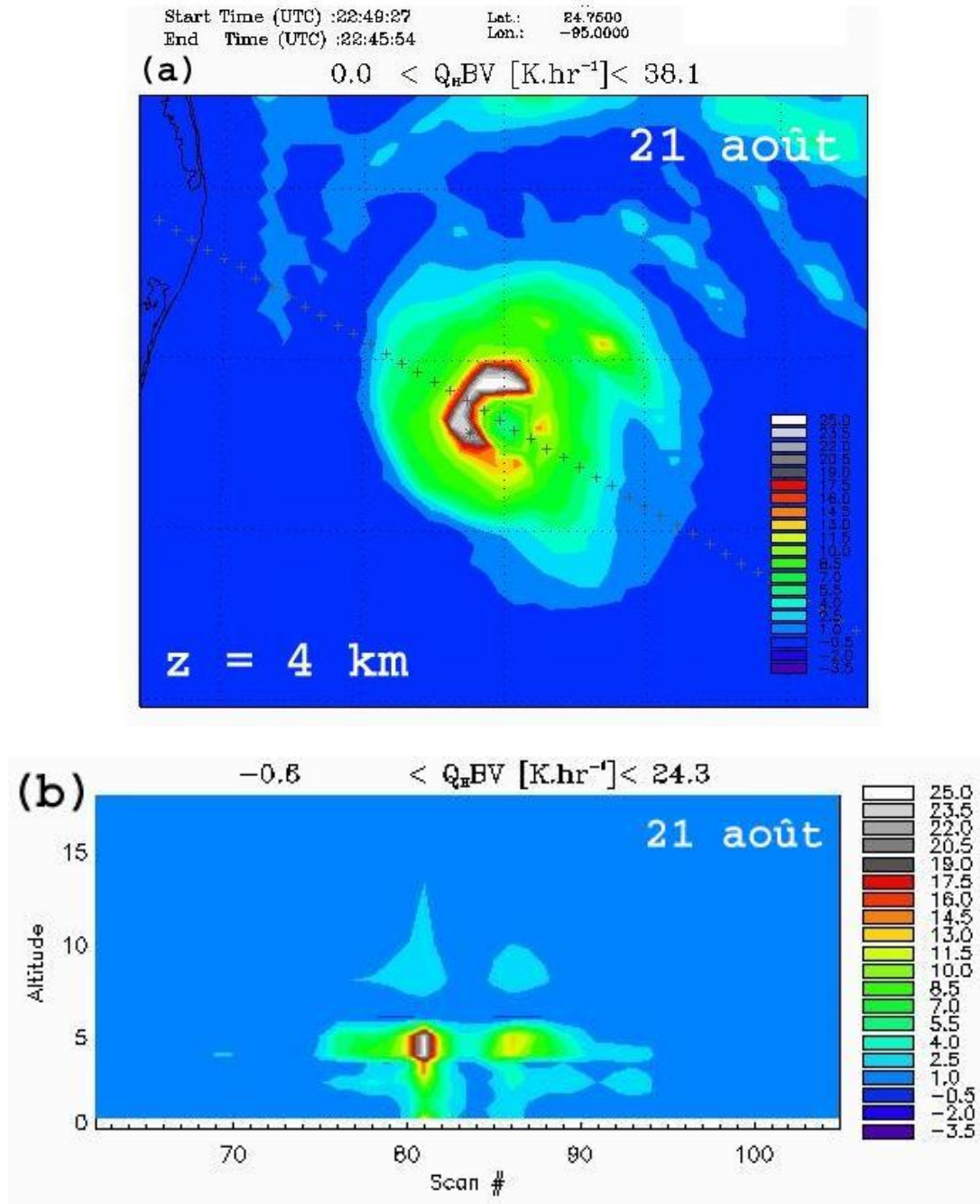


FIG. 3.11: (a) Coupe horizontale du taux de production/absorption de chaleur latente à 4 km d'altitude en $[\text{K.hr}^{-1}]$. (b) Coupe verticale le long des croix représentées sur la coupe horizontale. Cas du cyclone Bret, orbite # 09967, le 21/08/99 à 23 UTC. Le cyclone est en phase d'intensification.

du Nord-Ouest, on restitue des productions de chaleur. Soulignons la continuité des profils en terme d'intensité entre la zone côtière et la zone au-dessus des océans. Il faudra bien entendu vérifier que cela représente effectivement la réalité et non un artefact dû à la méthode d'inversion

(BRAIN). En terme de structure, on distingue donc l'œil, le mur de l'œil légèrement asymétrique maintenant et deux bandes spiralées externes au Nord-Est. Dans la partie océanique, on restitue un champ de chaleur latente dont l'intensité est bien moindre que celle de l'orbite du 21 août 1999 avec un maximum de l'ordre de 16.2 K.hr^{-1} à 4 km dans une cellule sans doute convective d'une bande spiralée au Nord-Est. L'intensité de chaleur de cette cellule est supérieure à celle du mur de l'œil et de la première bande spiralée compris entre 10 et 13 K.hr^{-1} . Sur la figure **(3.12 b)** est représentée la coupe verticale de chaleur latente le long des croix de la coupe horizontale. La production de chaleur est évidemment beaucoup plus faible que dans l'orbite du 21 août 1999 et elle est presque exclusivement limitée à la couche comprise entre 4 et 5 km d'altitude avec un maximum de 11.1 K.h^{-1} dans la partie Est. Le cadran Ouest du mur de l'œil est clairement moins intense en terme de production de chaleur, l'alimentation en vapeur d'eau due à l'évaporation de la surface de l'océan est presque coupée. Quelques heures plus tard, Bret se dissipe, son vent maximum diminue tandis que la pression centrale remonte.

Les résultats de l'orbite # 9947 (20 août 1999) figure sur les images **(3.13)**. Le maximum de production de chaleur se trouve dans la cellule stratiforme où l'on fera la coupe verticale, et est environ égale à 17.7 K.hr^{-1} . On n'identifie pas encore vraiment une structure de type cyclonique mais on devine que la cellule stratiforme correspond à une amorce du mur de l'œil, en effet, le minimum dépressionnaire représenté par les triangles rouges se trouve juste au nord. Sur la coupe verticale, on constate que le profil de Q_H a la même allure que celui de l'orbite # 9979 avec une zone de production dans la couche 4-5 km, mais plus intense avec un maximum de 14.4 K.hr^{-1} . Bret est en phase de creusement lent, 8 heures plus tard, son vent maximum est toujours le même, seule sa pression centrale a diminué pour atteindre 983 hPa.

Afin de comparer les résultats obtenus sur les 3 orbites, on a calculé les profils moyens de chaleur latente classifiés entre pixels convectifs et stratiformes en fonction de l'altitude (cf Fig. **3.14**). Pour l'orbite du 20 août 1999, tous les profils restitués par BRAIN ont été classés stratiformes. Les profils moyens montrent deux maxima de 2 K.hr^{-1} et 3.5 K.hr^{-1} à respectivement 2.5 km et 4 km, soit à la base de couche de fonte. Pour les orbites # 9967 et # 9979, les profils convectifs sont dans les deux cas supérieurs aux profils stratiformes. Dans le cas de l'orbite # 9967 (21 août 1999), on observe un maximum principal de 20 K.hr^{-1} entre 4 et 5 km pour les profils convectifs et deux maxima secondaires l'un au voisinage de la surface d'environ 8 K.hr^{-1} et un autre à 8 km d'environ 2 K.hr^{-1} . Dans le cas stratiforme, on distingue deux maxima, un plus faible de 2 K.hr^{-1} à 2.5 km et un autre de 4 K.hr^{-1} à 4 km juste en dessous de la couche

de fonte. Pour l'orbite # 9979 (22 août 1999), on observe une nette diminution du maximum principal classé convectif de 15 K.hr^{-1} à 4 km et l'apparition d'un maximum à 2.5 km de 10.5 K.hr^{-1} . Ou bien, il y a eu une erreur de classification, ou bien on a encore suffisamment de phase glace pour justifier que les profils soient convectifs et les précipitations soient encore très intenses, ce qui est confirmé par l'observation au sol des radars du réseaux NEXRAD. Pour les profils stratiformes, les maxima sont de 5 et 2 K.hr^{-1} respectivement pour les altitudes 4 et 2.5 km. Par ailleurs, on a toujours dans le cas convectif, deux maxima secondaires au voisinage de la surface et à 8 km. Leurs intensités sont respectivement 3 K.hr^{-1} et 2.5 K.hr^{-1} . On a donc eu une nette diminution de ces maxima.

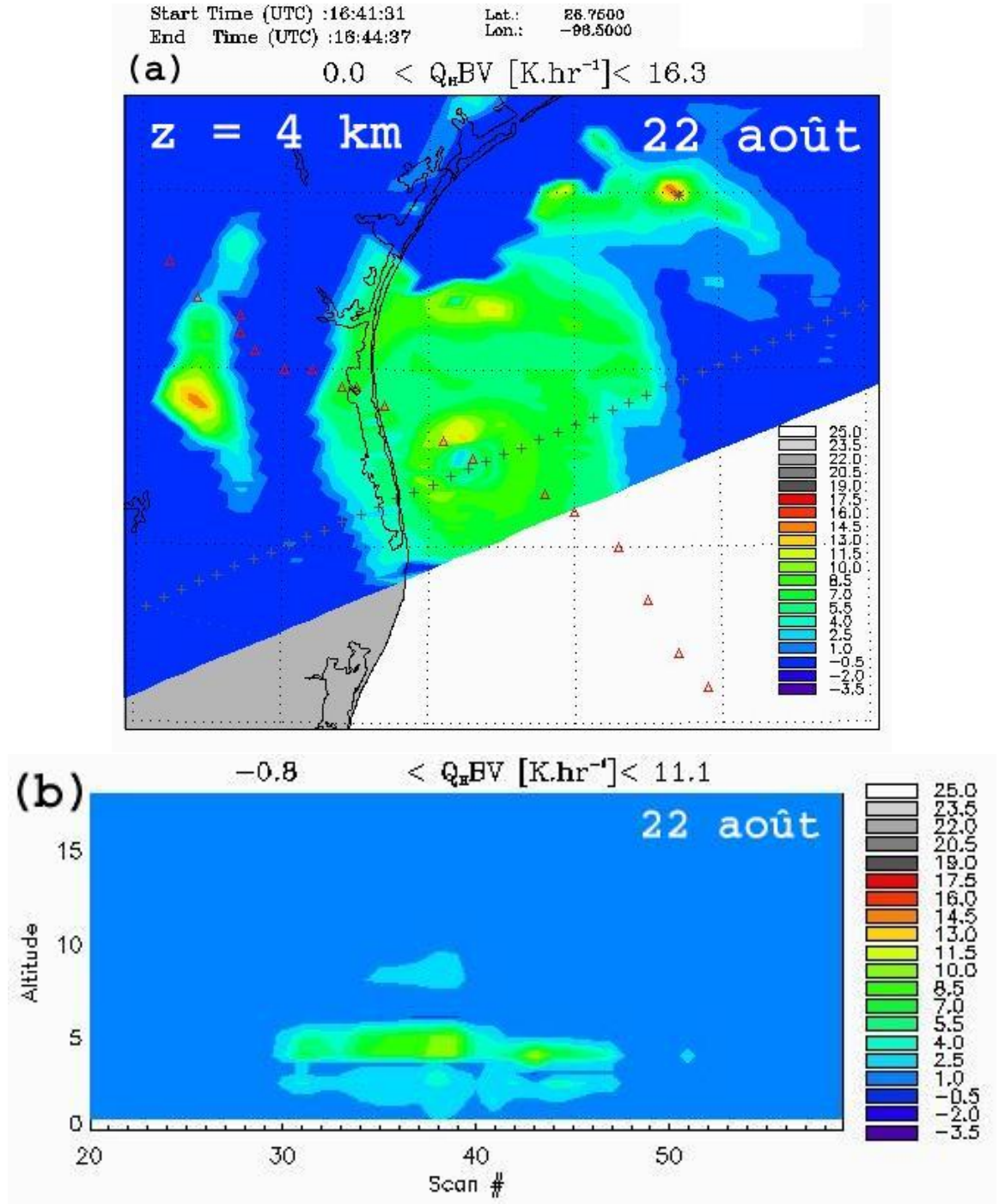


FIG. 3.12: (a) Coupe horizontale du taux de production/absorption de chaleur latente à 4 km d'altitude en $[\text{K.hr}^{-1}]$. (b) Coupe verticale le long des croix représentés sur la coupe horizontale. Cas du cyclone Bret, orbite # 09979, le 22/08/99 à 17 UTC juste avant son arrivée sur les côtes texanes. Attention l'Est est à gauche sur cette coupe verticale.

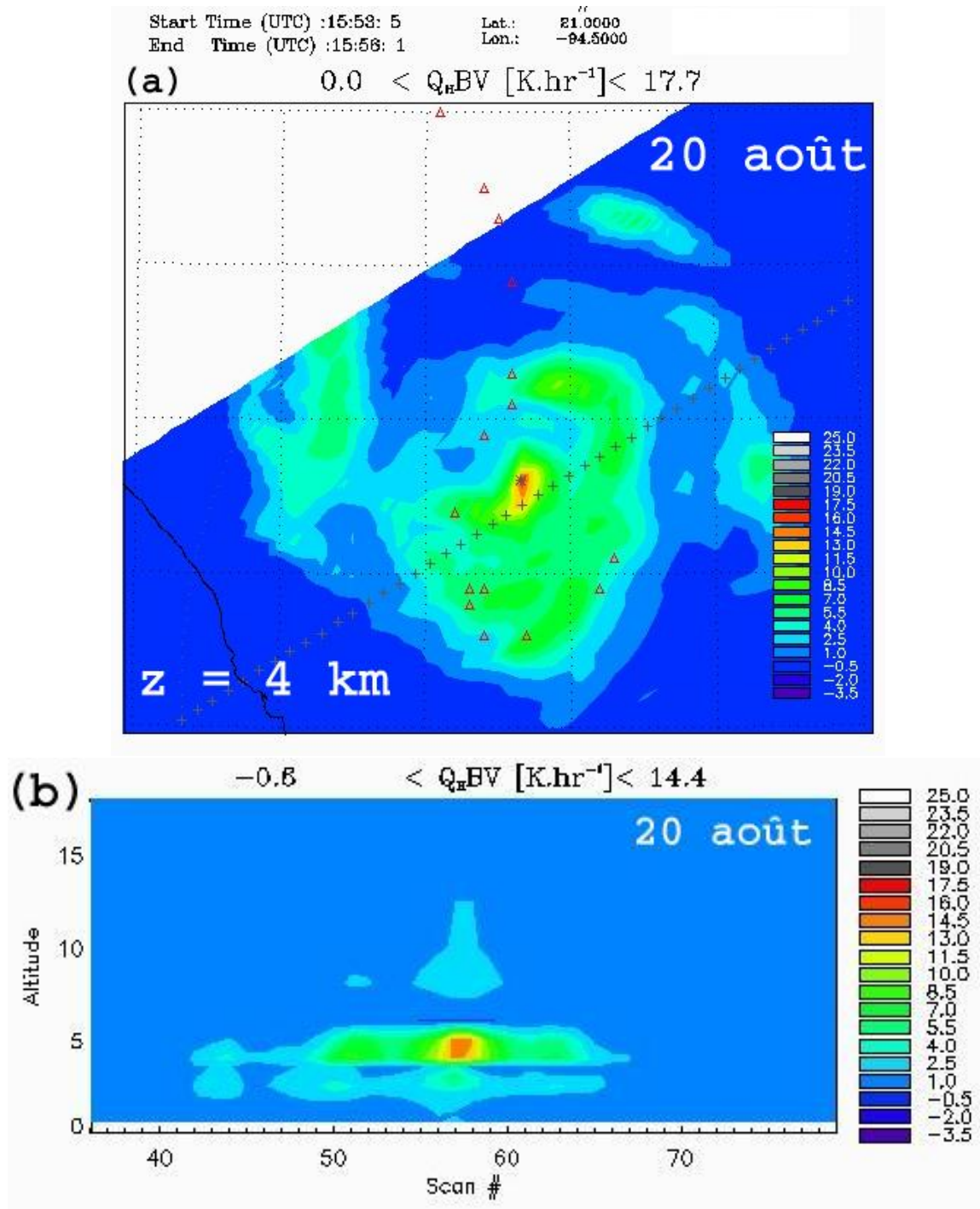


FIG. 3.13: (a) Coupe horizontale du taux de production/absorption de chaleur latente à 4 km d'altitude en $[K.hr^{-1}]$. (b) Coupe verticale le long des croix représentés sur la coupe horizontale. Cas du cyclone Bret, orbite # 09947, le 20/08/99 à 16 UTC. Attention l'Est est à gauche sur cette coupe verticale. Bret n'est encore qu'une tempête tropical en phase de creusement lent.

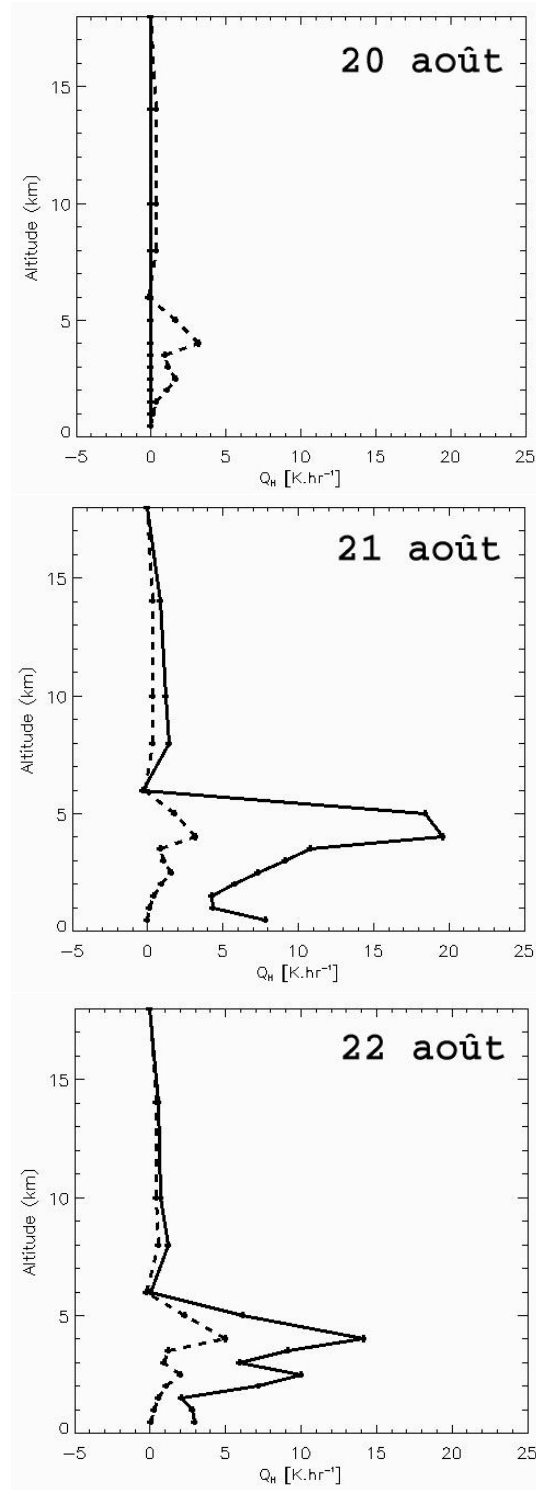


FIG. 3.14: Coupes Verticales des profils moyens de taux de production/absorption de chaleur latente pour les pixels convectives (traits pleins) et stratiformes (traits tiretés) des orbites # 9947 (20 août 1999, 16 UTC) # 9967 (21 août 1999, 23 UTC) et # 9979 (22 août 1999, 17 UTC). Détails voir texte.

Interprétation et conclusions :

L'approche proposée par Willoughby et dérivée de celle d'Eliassen et Sawyer permet donc de relier le terme d'évolution symétrique de la perturbation de température potentielle virtuelle au terme de production de chaleur retranché des termes de transports horizontaux et verticaux de θ_{cs} , c'est à dire :

$$\frac{\partial \theta_{cs}}{\partial t} = B - R_s \frac{\partial \theta}{\partial R} - W_s \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3.2)$$

Cette équation peut être une piste objective pour relier l'évolution du système au terme de Q_H restitué, même si à ce stade on ne dispose d'aucun moyen de calculer θ_{cs} ou R_s .

Dans la phase mature (21 août 1999 à 23 UTC), le terme B est grand mais les termes d'advection sont eux aussi forts car la circulation secondaire est bien établie. Dans le même temps, l'anomalie chaude de température est maximum. On peut toutefois inférer que puisque le cyclone est en phase de creusement, cette anomalie chaude est certainement en train de s'intensifier.

Dans les observations du 20 et du 22 août, les structures et intensités de la chaleur latente restituée sont voisines. Dans le premier cas (20 août), la source d'énergie, l'océan chaud, est présente, mais on est probablement en cours d'établissement et l'anomalie de température est sans doute très faible. Bien que le terme de Q_H soit faible, il compense probablement, ou du moins équilibre les termes de perte dus aux transports horizontal et vertical. Dans la phase de dissipation (22 août), c'est le contraire. La circulation secondaire est bien établie, avec une anomalie de température très forte induisant des gradients très forts eux aussi. Comme le cyclone arrive sur la terre, son alimentation en vapeur d'eau est coupée (au moins dans toute la partie ouest), entraînant une production de chaleur trop faible pour continuer à alimenter le système et compenser les termes de perte par transport. On peut supposer qu'alors le système va se maintenir encore quelque temps par l'effet de sa propre inertie et des termes éventuels de production de moment sur lesquels on n'a pas d'information.

Ces analyses sont bien évidemment effectuées a posteriori mais elles présentent l'avantage d'être cohérentes avec les hypothèses énergétiques exposées dans le chapitre 1. Il manque toutefois clairement une information dynamique qui pourrait être éventuellement construite à partir d'une méthode similaire à celle utilisée pour restituer le champ de vitesse verticale : corrélation entre pression centrale et circulation, équilibre du vent thermique etc... Une autre solution

consistent éventuellement à utiliser des champs issus d'un modèle opérationnel type CEPMMT.

3.3 Validation à partir des données aéroportées

3.3.1 Le CMRS , Les missions avions et mesures terrestres

Afin d'assurer les prévisions de trajectoire et d'intensité des perturbations de l'Atlantique Nord, l'OMM¹² a mis en place des Centres Météorologiques Régionales Spécialisés (CMRS), chargés de la surveillance et du suivi de tout système cyclonique évoluant dans son domaine d'action. Cet organisme émet un bulletin régulier durant la saison des cyclones et fait des prévisions à destination des centres météorologiques des pays concernés. Lorsqu'une perturbation devient menaçante pour les populations mais qu'elle reste encore hors d'atteinte par les mesures terrestres, le CMRS de Miami aux Etats-Unis, le NHC/TPC¹³ en association avec le HRD¹⁴ (NOAA/AOML¹⁵) disposent d'avions :

- les WP3s Orions (NOAA-42 et NOAA-43) spécialisés dans l'étude des cyclones tropicaux
- et un turbo jet (Gulfstream G-IV) afin d'étudier la structure verticale de l'atmosphère environnante.

C'est dans le cadre de la mission XCDX¹⁶ que ces avions sont utilisés (cf Figure 3.15).

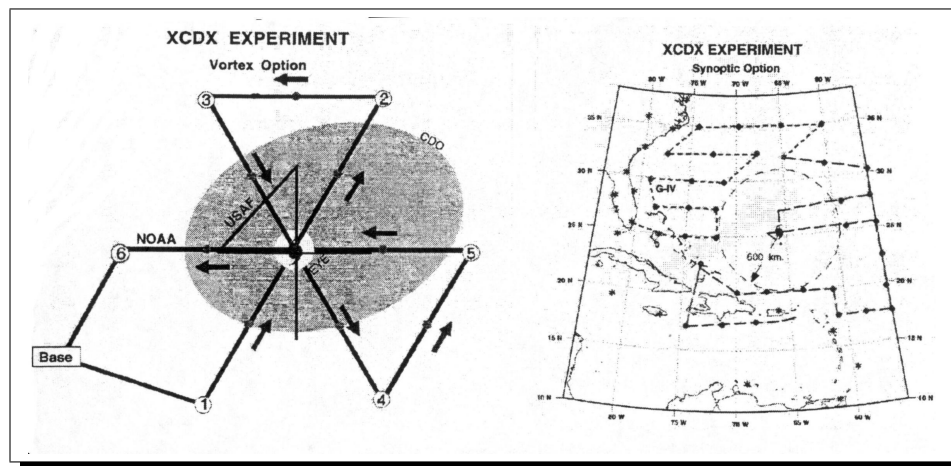


FIG. 3.15: Stratégies de vol des avions WP3 et G-IV mise en place par la NOAA durant la mission XCDX. Le schéma de gauche représente les trajectoires ou "leg" des WP3s à travers la zone active du cyclone

¹²Organisation mondiale de la météorologie

¹³National Hurricane Center/ Tropical Prediction Center

¹⁴Hurricane Research Division

¹⁵National Oceanic and Atmospheric Administration/Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory

¹⁶Extended Cyclone Dynamics Experiment

matérialisée par la région grisée. L'avion peut larguer des dropsondes depuis 3-4 km d'altitude le long de ces mêmes legs. Parallèlement, à droite le G-IV effectue des largages de dropsondes depuis 12 km d'altitude symbolisés par les différents points tout autour du cyclone.

Les WP3s volent à une altitude de croisière de 3-4 km et larguent des dropsondes depuis ce niveau de vol le long des différents "legs" qu'ils effectuent dans le cyclone. Ils disposent également de nombreux capteurs qui leur permettent d'effectuer des mesures directes. On utilisera exclusivement celles provenant du radar Doppler Bande X ($\lambda = 3$ cm) de queue.

Le G-IV par ailleurs vole à haute altitude dans un rayon de 1500 km autour du cyclone et largue seulement des sondes (ODWs¹⁷) mesurant température, pression et humidité sur l'ensemble de la colonne troposphérique. Grâce à un système de repérage GPS¹⁸, l'intensité et la direction du vent horizontal dans l'environnement proche du cyclone sont restituées.

Ces différentes données récoltées à l'aide des avions vont servir à l'initialisation du modèle simulant Bret, ainsi qu'à restituer un champ vertical de chaleur latente à l'intérieur du cyclone que l'on pourra ainsi utiliser pour diagnostiquer notre méthode d'inversion des températures de brillance.

D'autre part, pour parfaire la surveillance des cyclones, le CRMS de Miami dispose également de données provenant de stations terrestres d'observations conventionnelles en surface et en altitude.

3.3.2 Traitement des données avions et terrestres

Le laboratoire d'aérologie nous a fourni les champs de réflectivités radar de la mission avion dans Bret du 21 août 1999 de 20 UTC à 23 UTC durant laquelle l'avion a fait 3 legs dans le cyclone ainsi que le champ 3D de vent (Nuissier et al. 2003). Soulignons que ces champs de réflectivité et de vent ont été restitués à partir d'un composite de 3 heures de données à haute résolution, tandis que les données satellites sont des mesures instantanées mais à basse résolution. Ces champs ont été obtenus à l'aide du radar Doppler bande X situé dans la queue de l'avion.

Restitution du champ de vent 3D

La méthode **Extended Velocity Track Display (EVTD)** décrite dans Roux and Marks 1996) est utilisée pour restituer la structure du vent à partir de données radar Doppler provenant de

¹⁷Omega DropWindsondes

¹⁸Global Positioning System

passages successifs à travers le cyclone. Dans un premier temps, ce sont le vent tangentiel (V_T) et radial (V_R) qui sont restitués puis la vitesse verticale à partir de l'intégration de l'équation de conservation de la masse. La restitution est à l'ordre 1 c'est à dire que les asymétries du premier ordre sont restituées mais le champ symétrique (ordre 0) prédomine.

Les coupes représentées sur la figure **(3.16)** correspondent à des coupes horizontales de la vitesse verticale de l'air obtenues à partir des composites de réflectivités mesurées entre 20 UTC et 23 UTC le 21 août 1999. La coupe (a) a pour résolution 3 km, tandis que la coupe (b) est une représentation de la vitesse verticale de l'air moyennée à la résolution 12 km (résolution de BRAIN). Comparons les avec les résultats obtenus à l'aide de BRAIN (cf Fig. **3.6a**) tout en tenant compte de la différence de résolution. En terme de structure, on observe une zone d'ascendance dans le cadran Nord/Nord-Est avec des maximums de 3.3 m.s^{-1} , lié à la production des précipitations et une zone de subsidence dans le cadran Sud-Ouest liée aux précipitation elle-même. Ce décalage entre la zone de création des précipitations et la zone de précipitation est dû la présence de forts vent horizontaux dans le mur de l'œil. Or, la vitesse verticale de l'air obtenue à partir des données satellites est fortement corrélée à la présence de précipitation. On ne peut ainsi restituer ces zones de subsidences. Le w maximum restitué à partir des données radars moyennées à la résolution de 12 km est de 1.7 m.s^{-1} . Dans le cas de BRAIN (cf Fig. **3.6a**), il est de 1.1 m.s^{-1} . On a donc une bonne estimation en terme d'ordre de grandeur pour la restitution des subsidences. Par contre, on remarque qu'il est nécessaire d'améliorer la restitution de la vitesse verticale.

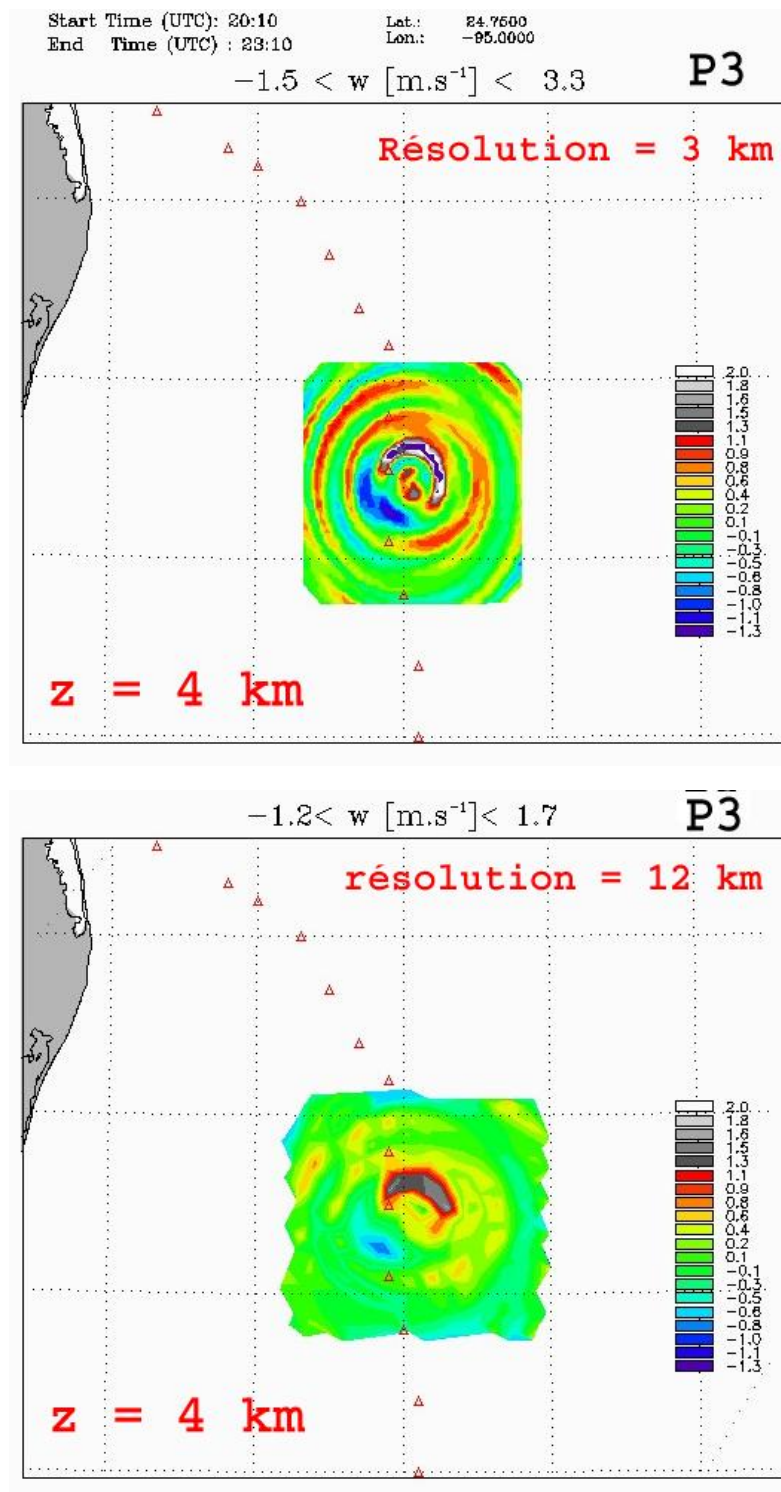


FIG. 3.16: (a) et (b) représentent les coupes horizontales de w obtenus à partir d'une composite de 3 heures de données radars du P3 à 4 km d'altitude pour des résolutions de 3 et 12 km respectivement.

Restitution des champs d'hydrométéores et de leur vitesses de chute

Les contenus en hydrométéores et leurs vitesses de chutes (V_P) sont calculés à partir de formules empiriques vérifiées pour les atmosphères tropicales au voisinage des cyclones (Gamache et al. 1993, Black 1990 et Jorgensen and Willis 1982).

$$Q_P = \frac{1}{\rho} a Z^b \quad (3.3)$$

$$V_P = \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.4} . c Z^d \quad (3.4)$$

avec Z , la réflectivité en $[mm^6.m^{-3}]$, Q_P en $[g.kg^{-1}]$ et V_P en $[m.s^{-1}]$ et $\rho_0=1.3[kg.m^{-3}]$.

	a	b	c	d
Eau	1.33×10^{-3}	0.69	-2.6	0.107
Glace	2.64×10^{-2}	0.56	-0.817	0.063

TAB. 3.2: Valeurs des coefficients des lois de puissance pour la restitution des contenus en eau et en glace ($g.kg^{-1}$) et des vitesses de chutes ($m.s^{-1}$) à partir des réflectivités radars aéroportées

L'isotherme $0^\circ C$ est considéré à 4 km d'altitude. On suppose que pour $z < 4km$, on a uniquement de l'eau et pour $z > 6km$, seulement de la glace. Entre les deux niveaux, les contenus et vitesses de chutes sont restitués par interpolation linéaire.

Les coupes représentées sur la figure (3.17) correspondent à des coupes verticales le long de la longitude -94.5° (on verra par la suite sur des champs horizontaux où est faite la coupe) des contenus en pluie et glace et leurs vitesses terminales de chute restituées à partir des composites de réflectivités mesurées entre 20 UTC et 23 UTC le 21 août 1999. Comparons des avec les résultats obtenus à l'aide de BRAIN (cf Fig. 2.19) tout en tenant compte de la différence de résolution spatiale et temporelle. On ne fera ici qu'une comparaison en terme d'ordre de grandeur, en effet, ces coupes ne correspondent pas simultanées. De plus, les champs restitués par BRAIN sont à la résolution du 37 GHz de TMI, soit 12 km, tandis que la résolution des champs restitués grâce aux données radars du P3 est de 3 km. Les champs restitués par BRAIN sont lissés. On n'a pas réduit la résolution des données radars volontairement afin d'éviter la propagation de l'erreur causée par une moyenne. Les champs de contenus en précipitation restitués par le P3 sont donc plus importants avec dans ces coupes, des maximums dans la partie Nord mur de

l'œil, respectivement de 4.9 g.kg^{-1} pour les précipitations liquides à 4 km et de 2.2 g.kg^{-1} pour les précipitations solides à 8 km . On observe des contenus de 0.4 g.kg^{-1} de précipitations solides dans l'œil dans la couche comprise entre 8 et 12 km environ ce qui est un artefact dû à la méthode de restitution.

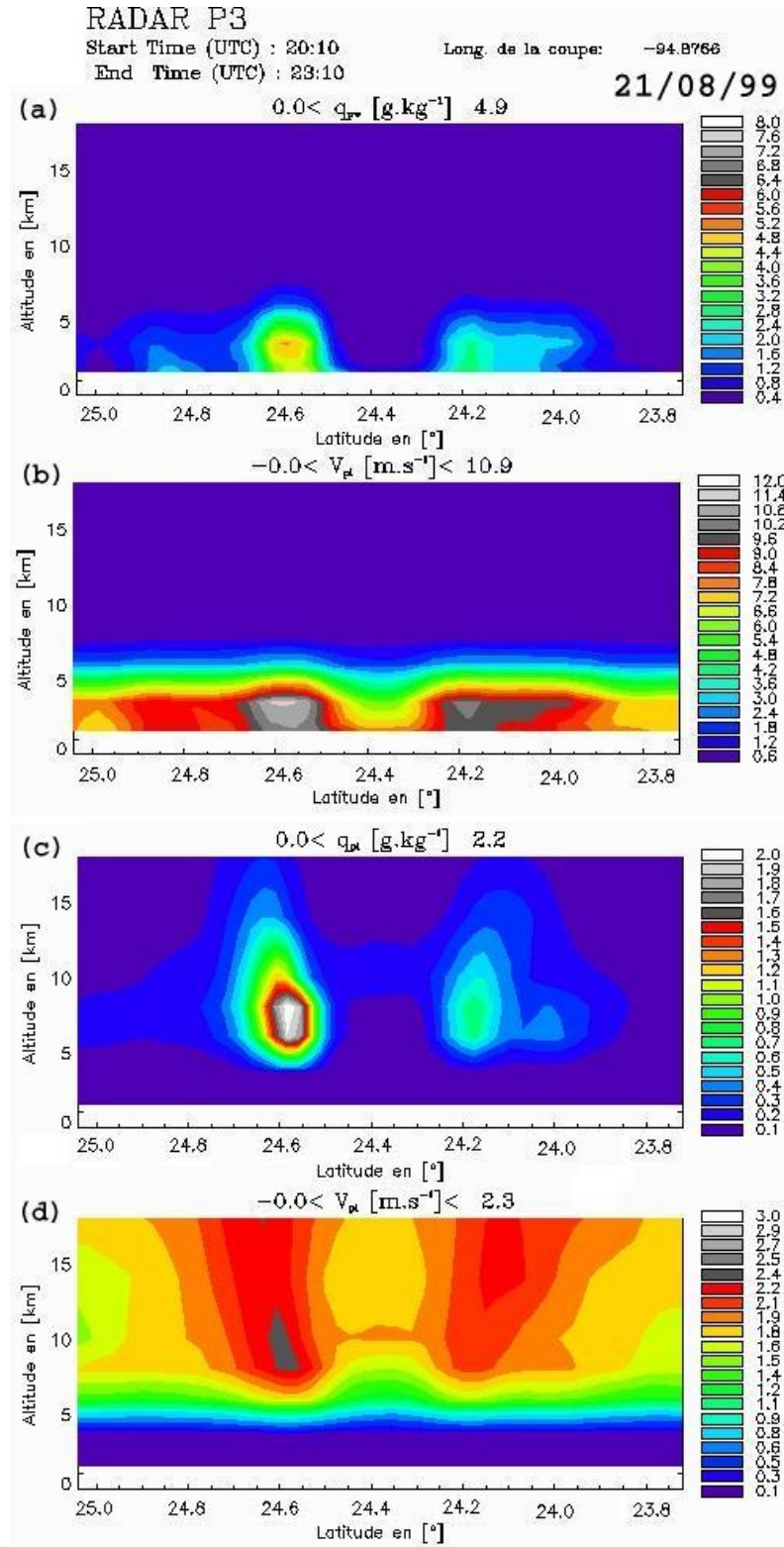


FIG. 3.17: (a) et (b) représentent les coupes verticales de q_{pw} , V_{pw} respectivement. (c) et (d) représentent les coupes verticales de q_{pi} , V_{pi} .

Restitution des champs 3D de vapeur

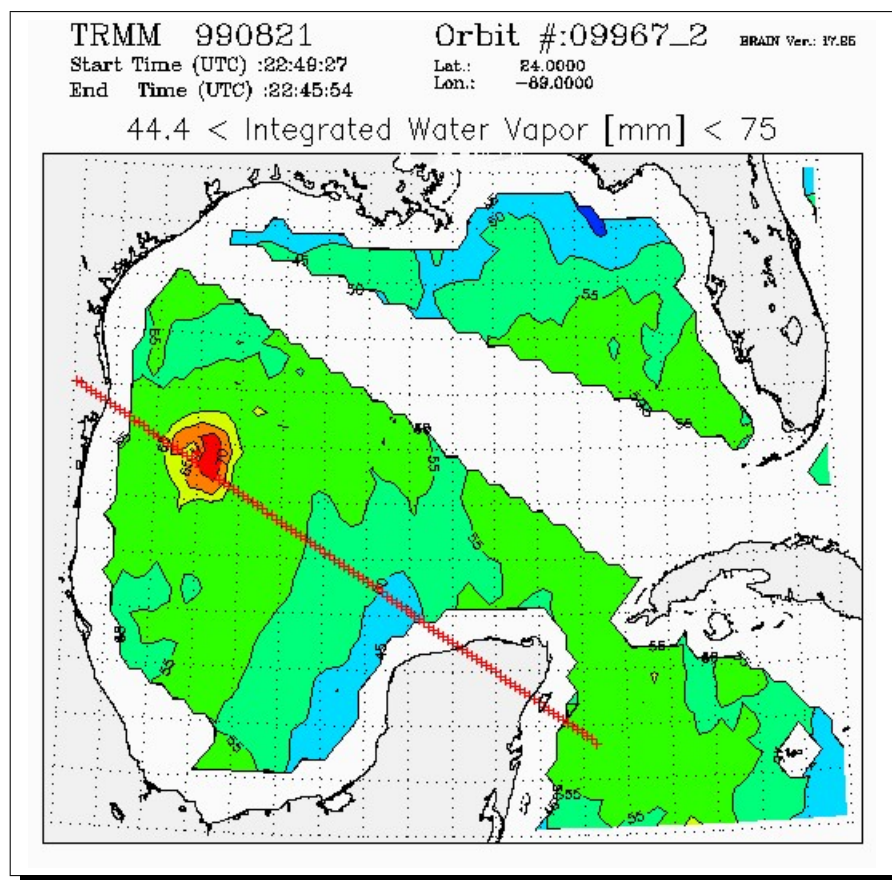


FIG. 3.18: Illustration du contenu intégré en humidité (calculé d'après Wenz).

Les mesures aéroportées ne donnent aucune indication sur le champ de nuage. Nous allons donc utiliser le champ de vapeur d'eau afin de restituer la production de nuage suivant la méthode de Satoh et al. (2001).

Le champ 3D de vapeur d'eau a été restitué à l'aide de la méthode MANDOPAS (Scialom and Lemaître 1990 et Montmerle and Lemaître 1998) lors d'un stage de DEA (Bouchard 2003). Nous utilisons les dropsondes des avions de la NOAA (cf 3.3.1) lancées lors de missions du 21 août 1999 entre 20 UTC et 23 UTC, ainsi que les radiosondages de 10 stations réparties entre la Floride et le Mexique le 21 août 1999 à 22 UTC. Ces dernières fournissent l'humidité spécifique au-dessus des terres. D'autre part, un champ de contenu intégré en vapeur d'eau sur la verticale est obtenu à l'aide d'un algorithme développé par Wentz¹⁹ à partir des températures de brillance de TMI.

¹⁹Site internet : <http://ghrc.msfc.nasa.gov/uso/readme/tmiwop.html#BM1>

La figure (3.18) montre le champ de contenu intégré pour l'orbite # 9967 du 21 août 1999 à 23 UTC, on observe un maximum de 75 mm dans la zone où se trouve le cyclone.

Le champ finalement obtenu par MANDOPAS est en accord avec l'emplacement du cyclone vu sur les images satellites. La méthode est cependant limitée par le nombre de données disponibles, et la résolution horizontale maximum pour que la méthode converge vers une solution physique est de 15 km. On observe donc essentiellement une variation du champ de rapport de mélange en vapeur avec l'altitude. Le champ ainsi obtenu est donc bien corrélé avec le phénomène en question mais ne permet pas de restituer la structure détaillée du cyclone. Seuls les gradients verticaux seront bien représentés.

3.3.3 Résultats des bilans de chaleur

Comparaison des termes intermédiaires avec la restitution de BRAIN

La figure (3.19) représente les coupes horizontales des termes de transport vertical (b) de précipitation et de sédimentation (a). Comme pour la restitution par BRAIN, le terme de sédimentation est dominant devant les termes de transport vertical avec un maximum plus fort de 62 g.kg.h^{-1} dans le mur de l'œil. Attention, les champs restitués ici sont volontairement présentés à la résolution 3 km qui est celle de la restitution à partir des données du radar P3. En effet, on souhaite ne pas propager l'erreur due à un lissage des champs. Le maximum dans le mur de l'œil est donc 2.5 fois plus fort que celui obtenu pour la restitution par satellite. La partie la plus active de l'œil se trouve dans le même cadran (Nord-Nord/Ouest). Comme pour la restitution par BRAIN, le terme de sédimentation est lié à la vitesse de chute des hydrométéores qui est directement proportionnel aux contenus. Par ailleurs, le champ de vitesse verticale restituée par les données radars du P3 est plus réaliste que celui restituée par BRAIN. Il rend compte des subsidences, ainsi le gradient de q_p est négatif à 5 km et c'est donc le signe de la vitesse verticale qui va déterminer celui du terme de transport vertical. Ainsi, la zone Nord-Ouest du mur de l'œil est une zone d'ascendance, liée à une production de précipitation et celle du Sud-Sud/Ouest est une zone de subsidence, liée aux précipitations elle-mêmes. La vitesse verticale restituée est fonction des contenus en précipitations, c'est pourquoi nous restituons des ascendances dans la zone de précipitation alors qu'en fait ce sont des subsidences.

La figure (3.20 a) montre une coupe horizontale à 5 km du terme $F(q_p)$. Les effets de la sédimentation induisent une diminution du terme de fonction de production dans la région

Nord/Nord-Ouest et un renforcement dans la partie Sud/Sud-Ouest où l'on a des subsidences. Finalement en termes de structure, on a bien une forte production de précipitation dans la zone Ouest. On observe la même asymétrie que pour la restitution avec BRAIN. Par contre, la restitution par satellite nous donne une information supplémentaire concernant la structure du cyclone puisque l'on peut distinguer les bandes spiralées ce qui n'est pas le cas pour la restitution à partir des données du P3. Dans la partie Nord/Nord-Est, on n'observe que quelques traces de la bande Nord-Est détecté par satellite mais on n'observe pas du tout la bande du Sud-Ouest.

La méthode de restitution du champ de vapeur est limitée par le nombre d'observations et le radar aéroporté n'est pas sensible au nuage glace ou liquide. Par contre, les dropsondes et radiosondages nous permettent d'estimer un champ de vapeur q_v à la résolution de 15 km. Nous pouvons alors estimer cette fois la fonction de production de vapeur à cette même résolution. La figure **(3.20 b)** montre la coupe horizontale à 5 km d'altitude de $F(q_v)$. La structure de $F(q_v)$ est déterminée par le champ de vitesse verticale. En effet, à la résolution de 15 km, on observe un gradient de q_v essentiellement selon la verticale. Dans cette zone, on a pratiquement un q_v constant qui diminue avec l'altitude, le gradient de q_v avec l'altitude est donc positif. Le signe de $F(q_v)$ est donc tributaire du signe de w , il est positif dans les ascendances et négatif dans les subsidences.

Finalement, on aurait une production de précipitations vers 5 km dans la zone Nord/Nord-Ouest et des pluies seraient dans les subsidences (zone Sud-Ouest).

La figure **(3.21)** représente les coupes verticales le long de croix des coupes horizontales précédemment présentées. Le nord est à gauche sur toutes les coupes. Les coupes **(a)**, **(b)**, **(c)** et **(d)** correspondent respectivement au transport vertical de précipitation, au terme de sédimentation, à la fonction de production de précipitation et de vapeur.

Remarque : Pour la fonction de production de précipitation et les termes servant à sa restitution (coupe a,b c et d), on ne présente pas les résultats au-dessous de 2 km d'altitude. Le champ de contenus en précipitation (puis le champ de vitesses de chute associées) est restitué à l'aide de la méthode EVTD à partir d'un composite de 3 heures de données (champ de réflectivité). Or, au-dessous de 2km, le manque de données conduit à des artefacts.

Le signe du terme de transport vertical dans la partie Nord du mur de l'œil ne dépend que du gradient de contenus en précipitations, en effet w est positif sur toute la couche, c'est une zone d'ascendance.

Sur la coupe (c) figure le résultat de la fonction de production de précipitation. Elle est

très similaire à celle du terme de sédimentation, d'un ordre de grandeur supérieur à celui de transport vertical des précipitations. On perçoit la contribution du transport vertical dans des zones locales du mur de l'œil.

La coupe (d) représente le terme de $F(q_v)$ restitué à partir des champs de vapeur d'eau. La méthode de restitution de ces champs n'a pas convergé pour les altitudes supérieures à 8 km. La structure horizontale de $F(q_v)$ est déterminée par la structure de w , la faible résolution de la restitution de q_v donne effectivement un champ lissé sur l'horizontale. Les maxima de fonction de production de nuage sont donc associés aux zones convectives où les vitesses verticales sont fortes.

Soulignons que ces résultats sont encore préliminaires et difficilement interprétables. On observe malgré tout un assez bon accord pour le terme de $F(q_p)$ excepté dans la couche de fonte mal restituée par les données satellites. La zone de production de précipitation se situe dans la même couche (4-6 km) avec une intensité supérieure, soit un résultat cohérent avec la différence de résolution.

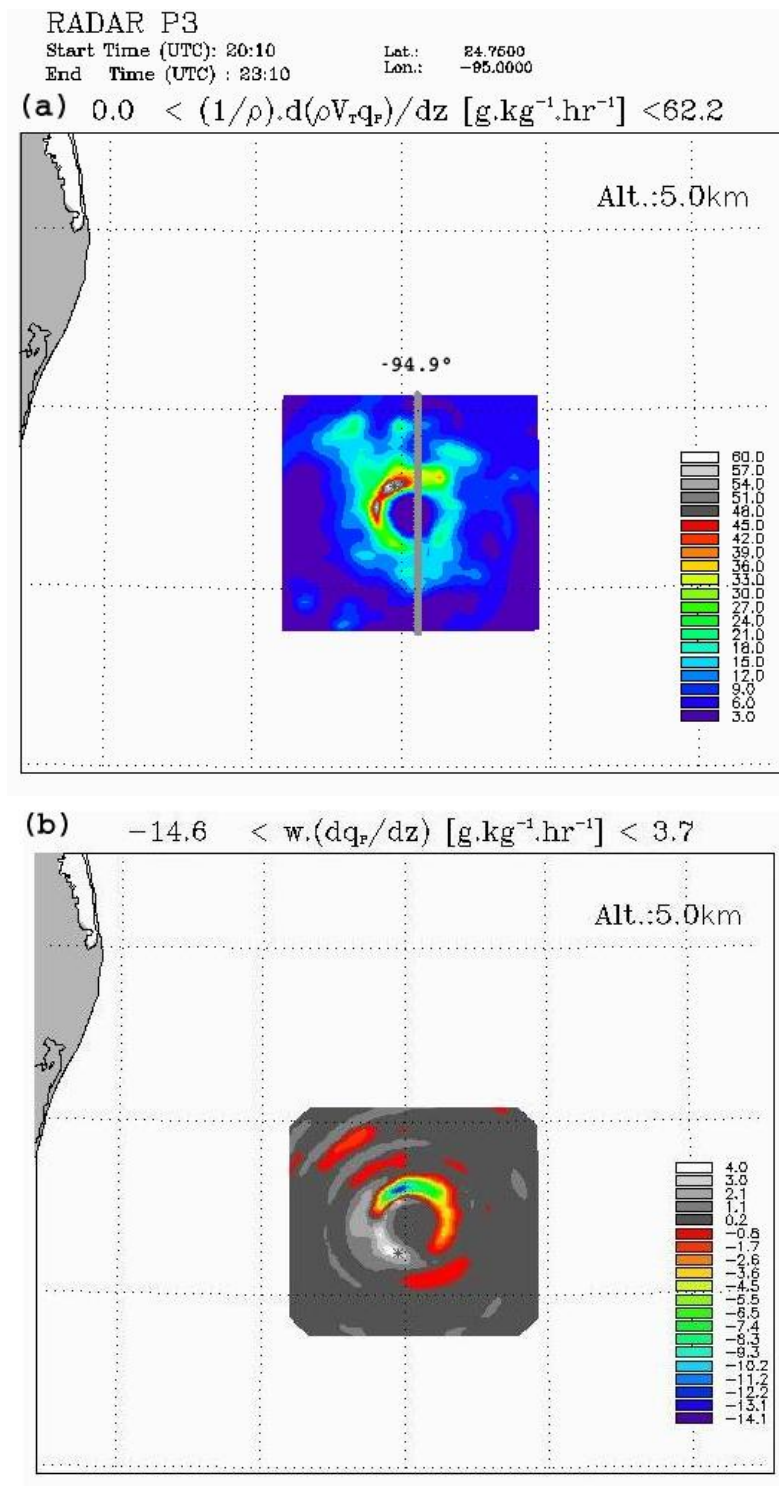


FIG. 3.19: (a) et (b) représentent les coupes horizontales des termes de sédimentation et de transport vertical de précipitation à 5 km d'altitude. L'unité est le $\text{[g.kg}^{-1}.\text{hr}^{-1}]$

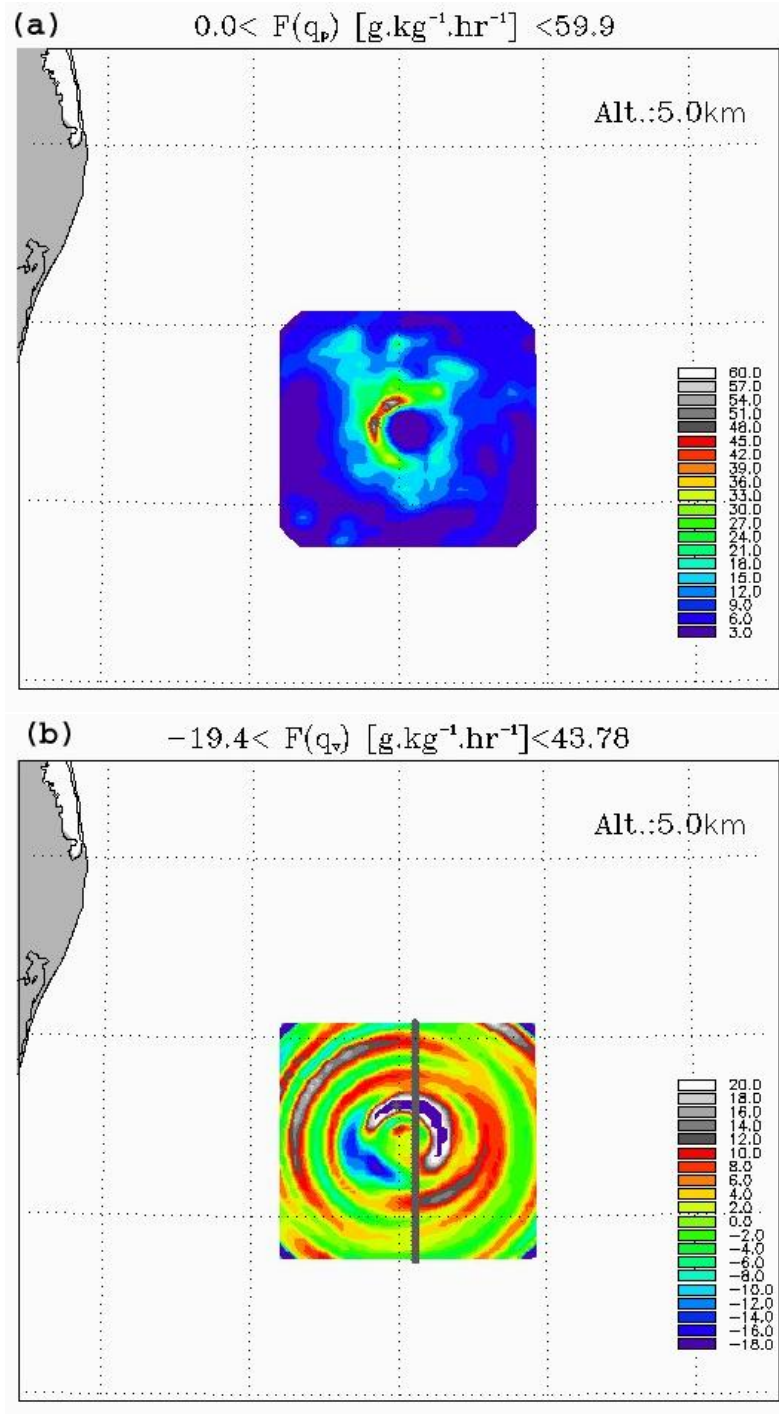


FIG. 3.20: (a) et (b) représentent les coupes horizontales de $F(q_p)$ et $F(q_v)$ à 5 km d'altitude. L'unité est le $\text{[g.kg.hr}^{-1}\text{]}$

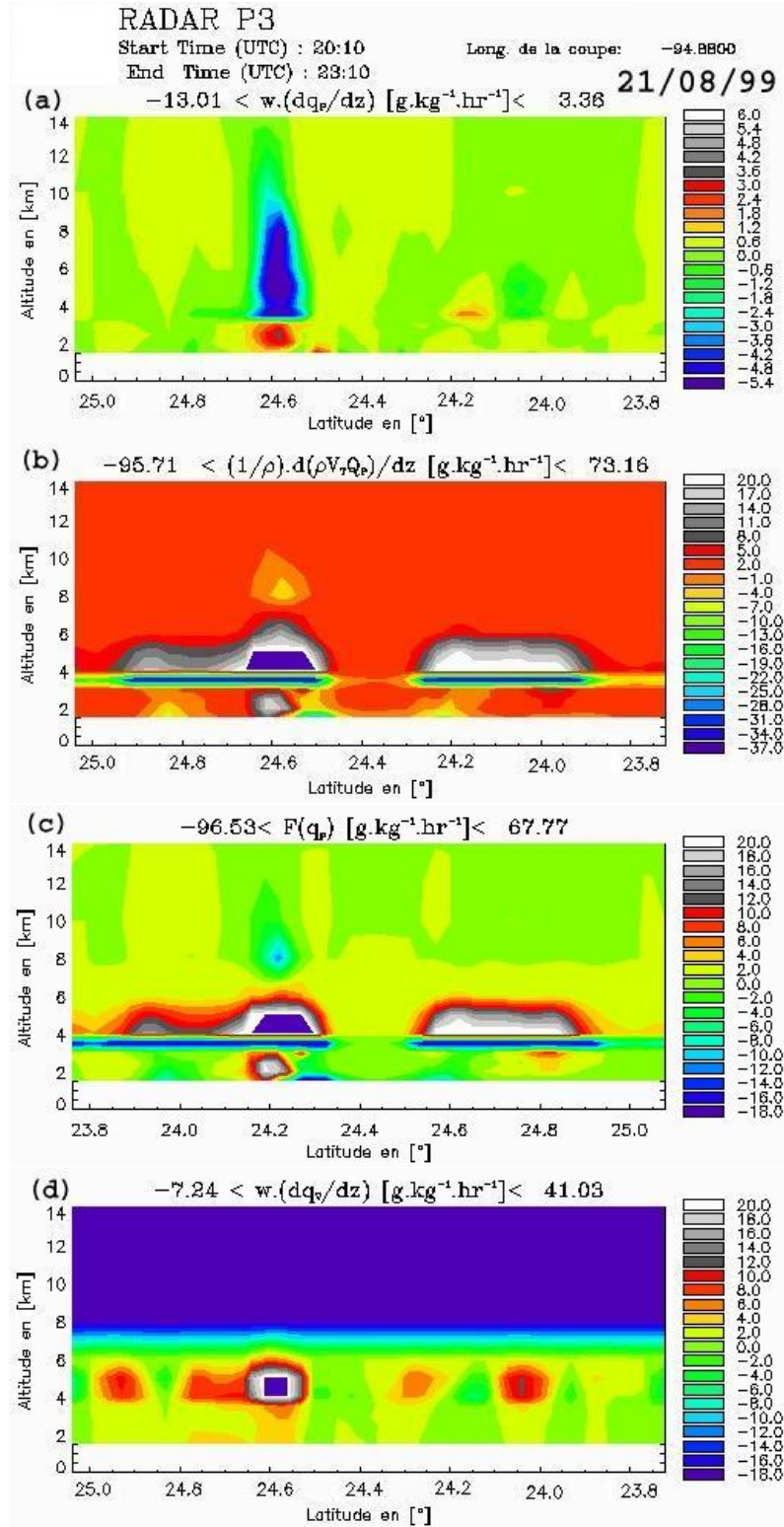


FIG. 3.21: Coupes verticales des termes de transport vertical de précipitation (a) et de sédimentation (b) et des fonctions de production de précipitation (c) et de nuage (d).

Transports horizontaux

Contrairement aux données satellites, les données aéroportées donnent une information sur les champs de vents horizontaux. Ainsi, dans l'expression complète de la fonction de précipitation :

$$F(q_p) = \frac{\partial q_p}{\partial t} + u \frac{\partial q_p}{\partial x} + v \frac{\partial q_p}{\partial y} + w \frac{\partial q_p}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho V_p q_p)}{\partial z} - F_p = -Evap + Konv \quad (3.5)$$

les deuxième et troisième termes du membre du milieu peuvent être alors estimés. Sur la figure (3.22) on a représenté ces deux termes (coupe b et c) ainsi que leur somme qui correspond à l'advection horizontale qui peut s'écrire de manière différente suivant le repère choisi, soit :

$$\vec{V}_H \vec{\nabla}_H q_p = u \frac{\partial q_p}{\partial x} + v \frac{\partial q_p}{\partial y} = \frac{T}{r} \frac{\partial q_p}{\partial \phi} + R \frac{\partial q_p}{\partial r} \quad (3.6)$$

avec R et T respectivement la vitesse radiale et tangentielle.

On a choisi de faire une coupe Nord-Sud le long de la longitude -94.9°. Ainsi $T = -u$ et $R = v$ dans ce cas. A un facteur près, on a donc représenté les gradients en coordonnées cylindriques. La coupe (b) donne alors une bonne idée de la contribution du terme en T donc de la circulation tangentielle et la coupe (a) du terme R donc de la circulation radiale. Il est clair que dans le mur de l'œil ou les bandes spiralées, la contribution de T est loin d'être négligeable. On observe des maxima de $34.5 \text{ g.kg}^{-1}.\text{h}^{-1}$ soit d'un même ordre de grandeur que le terme de sédimentation, et supérieur aux termes de transports verticaux. Négliger ce terme comme nous l'avons fait pour la restitution par satellite apparaît donc à posteriori comme un choix potentiellement discutable. On observe une cohérence certaine entre les champs de dégagement de chaleur latente et l'évolution du cyclone Bret, mais il reste cependant à mettre au point une méthode pour restituer les composantes du vent tangentielle et radiale.

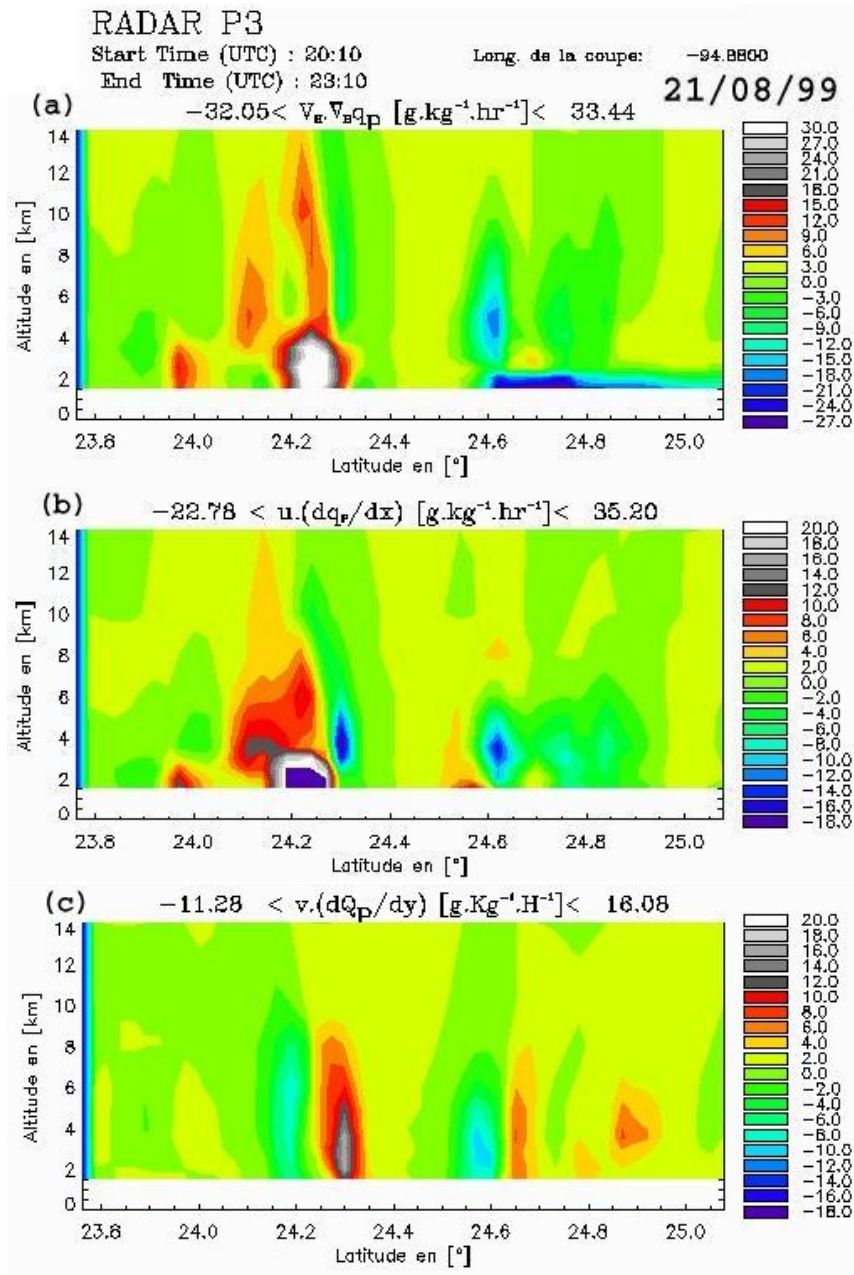


FIG. 3.22: Coupes verticales des termes de sédimentation et de transport vertical de précipitation et des fonctions de production de précipitation et de nuage pour l'orbite # 9967 du 21 août 1999 de Bret.

Conclusions

Sur cette comparaison préliminaire, on retrouve un certain nombre d'éléments communs, en particulier quant à la restitution de la fonction de production de précipitation, même si l'intensité diffère en raison des différences de résolution. C'est volontairement que l'on a pas représenté ici les résultats de chaleur latente obtenus par restitution radar. En effet, la fonction de production de vapeur intervient fortement dans le profil de Q_H . Or, on souhaitait ne pas utiliser de profils climatologiques d'atmosphère standard pour pallier ce problème en restituant un champ de vapeur à partir de données de dropsondes, radiosondages et contenus intégrés en vapeur issus de données satellite. D'autre part, la faible résolution de la restitution ne permettant pas l'obtention d'un champ de vapeur à une échelle suffisamment fine, on ne peut donc l'utiliser pour une véritable validation. Toutefois, l'étude à partir des données avions permet de se faire une idée plus précise de la contribution des termes de transports horizontaux qui, dans le cas spécifique des cyclones, n'est pas négligeable. Cette comparaison des restitutions avions et satellite confirme également les limitations liées à l'emploi d'une régression de la vitesse verticale à partir de l'intensité des précipitations qui ne permet d'accéder aux subsidences. Malgré ces réserves, il y a un bon accord entre les termes communs restituables par les deux méthodes à échelle synoptique et à échelle moyenne. Cependant, certains paramètres ne peuvent être intervalidés : $F(q_c)$ n'est estimé qu'à grande échelle, et les transports horizontaux le sont seulement à moyenne échelle. Une piste déjà évoquée pour poursuivre cette étude serait une approche couplée données-modèle(s) (modèle méso-échelle ou modèle conceptuel).

Conclusions et perspectives

La circulation atmosphérique est gouvernée par les échanges de chaleur impliqués lors des changements de phase de l'eau dans les précipitations. Les cyclones des régions tropicales sont une manifestation spectaculaire de la libération de chaleur latente dans ses parties convectives les plus intenses (mur de l'œil). Ces gigantesques "machines thermiques" contribuent à la redistribution de l'énergie entre les zones surchauffées du globe et les régions les plus froides. De plus, la connaissance de la chaleur latente liée au terme d'évolution pourrait améliorer les prévisions de leurs intensifications ou de leurs dissipations, primordiales pour les populations touchées par ces événements dévastateurs. Leur structure qui associe des zones bien marquées de convection profonde (mur de l'œil et bandes spiralées) et des précipitations stratiformes, a l'avantage d'être détectable par satellite.

Les fréquences des mesures satellites et leur instrumentation ont été améliorées par le lancement en 1997 du satellite TRMM. Ce dernier embarque à son bord un radiomètre micro-onde passive (TMI) ainsi que le premier radar dédié à l'étude des précipitations (PR). Ainsi, la restitution des paramètres microphysiques tels que les contenus en eau et glace précipitante etc..., a pu être améliorée par l'utilisation couplée de ces deux instruments. La finalité de cette étude est de restituer les profils de chaleur latente dans les cyclones tropicaux à partir de données radiométriques micro-onde passives satellite.

Dans un premier temps, notre méthode a été appliquée au cas du cyclone Bret (21-23 août 1999), largement échantillonné par des données de sources indépendantes et qui a fait l'objet d'étude par modélisation. On a pu ainsi valider nos résultats à l'aide d'une étude comparative avec les profils obtenus à partir des données de radars aéroportés, dropsondes et radiosondages. De plus, Bret a été échantillonné lors de 3 passages successifs de TRMM entre le 20 et 22 août 1999 à différents stades de son évolution, ce qui nous a permis d'étudier la corrélation entre l'évolution de Bret et les champs de dégagement de chaleur latente restitués.

C'est dans ce contexte que l'on a développé un algorithme de type bayésien, BRAIN dont l'originalité vient des bases de données, constituées à l'aide des mesures du PR. Une première partie de notre travail a consisté à vérifier la représentativité de la base de données servant à la restitution. Dans un premier temps, l'étude a porté sur la restitution du taux de pluie de surface à partir des mesures du PR. L'erreur de l'algorithme est donc liée aux seules erreurs d'observation. Afin de tester la qualité de la restitution, nous avons ensuite créé une base de test à l'aide d'un jeu de situations de pluie similaire à celui utilisé pour la base de données de référence. La pluie restituée à l'aide de la base de test a été comparée à la pluie initiale (attendue). La base de données a été construite de manière à avoir une caractéristique de biais moyen faible, mais l'écart-type de chaque classe de pluie est assez élevé. On a observé une sous-estimation dans le cas de fortes pluies ($5\text{-}6\text{ mm.h}^{-1}$), et une sur-estimation dans le cas de pluies faibles (0.1 mm.h^{-1}). Toutefois, les erreurs maximales pour ces pluies (inférieures à 1 mm.h^{-1}) sont faibles car elles ne contribuent qu'à 8 % seulement de la pluie totale de la base. La méthode a été alors appliquée à l'orbite du 21 août 1999 de Bret. La structure du cyclone, bien définie avec des zones convectives et stratiformes est assez large pour être observée par satellite, mais on voit déjà une limitation. Une résolution de 12 km (celle de l'algorithme BRAIN) est suffisamment fine pour détecter certaines zones, mais hélas trop grossière encore, ce qui provoque un lissage dans lequel on perd une partie de l'information. Globalement, on a tout de même un bon accord des résultats en terme de structure dans la limite d'erreurs locales importantes, avec par exemple une sous-estimation de l'intensité des pluies maximales.

La structure du champ tridimensionnel de pluie peut être restituée de la même manière que la pluie de surface puisque le profil associé à un taux de pluie donné et son vecteur de TBs sont stockés dans la base de données. Cette dernière a été enrichie à l'aide de sorties de modèle avec une approche similaire à celle utilisée dans BRAIN. La structure tri-dimensionnelle des champs de pluie restitués par BRAIN dans Bret, toujours le 21 août, est cohérente avec celle de la référence ce qui n'était pas acquis a priori car plusieurs profils verticaux peuvent correspondre à un même taux de pluie de surface. D'un autre côté, on vérifie ici que les TBs contiennent bien une information tridimensionnelle. Les intensités sont, elles aussi bien reproduites, avec une tendance à la sur-estimation des contenus en eau faible et à la sous-estimation des contenus en glace.

La méthode de calcul de chaleur latente à partir des profils d'hydrométéores a pu dès lors être appliquée. Elle suppose que les processus d'échanges de chaleur dus aux changement de phase

de l'eau n'ont pas lieu simultanément. La vitesse verticale et les vitesses terminales de chute des hydrométéores ne pouvant être restituées par satellite, on a utilisé des méthodes indirectes, l'une basée sur une approche modèle et l'autre à partir de relations empiriques. La restitution de la vitesse par une régression linéaire sur les contenus en hydrométéores de sorties de modèle est réaliste dans le cas des ascendances, mais nous ne pouvons pas restituer les subsidences.

On a alors présenté les contributions de chaque terme intervenant dans le calcul de chaleur latente pour le cas de l'orbite du 21 août 1999, 23 UTC, heure à laquelle Bret était un cyclone mature en phase d'intensification. Le terme de sédimentation est pratiquement toujours d'un ordre de grandeur supérieur au terme de transport vertical pour la détermination de la fonction de production de précipitation. Au final, cette dernière est presque toujours positive avec une zone maximale dans le mur de l'œil, cela signifie que l'on est en régime saturé et que pour la restitution de la chaleur latente, on prend toujours en compte à la fois les termes $F(q_p)$ et $F(q_c)$. Le terme de fonction de production de nuage est généralement négatif. Comme les vitesses verticales sont toujours positives, le signe dépend du gradient de q_c avec la verticale. Au final, la chaleur latente à ce stade de vie de Bret, semble caractérisée par une structure plus verticale avec une forte production dans le mur de l'œil qui encercle presque complètement l'œil lui-même. Les observations satellite des 20 et 22 août 1999, correspondent à des stades d'évolution très différents. Le 20 août, Bret est encore un orage tropical en légère phase de creusement et le 22 août, c'est un cyclone de catégorie 4 proche des terres où il va se dissiper. Les intensités et structures restituées pour ces deux orbites sont très similaires. Il semblerait que les termes de transports horizontaux de la perturbation de température aient un rôle crucial dans l'explication de l'évolution.

Bien que notre algorithme ne puisse restituer les transports horizontaux qui ne sont pas négligeables dans le cas des cyclones, il reproduit assez bien des différences de distributions en terme de structure suivant le stade d'évolution du système. Une étude systématique des pré-cyclones et cyclones pourrait être conduite en utilisant notre méthode pour fournir un diagnostic de l'évolution des systèmes. En effet, dans le cas de Bret, l'intensification explosive n'a pu être captée par la limitation de l'échantillonnage temporel de TRMM. Par ailleurs, la validation à l'aide de données avion nous a permis de valider les termes restituables aux deux échelles (synoptique et méso échelle). Une estimation des termes manquants par une méthode données-modèle (modèles méso-échelle, conceptuel) pourrait apporter des solutions.

Bibliographie

Adler, R. F., A. J. Negri, P. R. Keehn, and I. M. Hakkarinen, 1993 : Estimation of monthly rainfall over japan and surrounding waters from a combination of low-orbit microwave and geosynchronous ir data. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 335–356.

Alishouse, J. C., J. B. Snider, E. R. Westwater, C. R. Ruf, and S. A. Snider, 1990 : Determination of cloud liquid water content using ssm/i. *IEEE Trans. Goesci. Remote Sensing*, **28**, 817–822.

Anthes, R. A., K.-H. Kuo, S. G. Benjamin, and Y.-F. Li, 1982 : The evolution of the mesoscale environment of severe local storms : Preliminary modeling results. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1187–1213.

Atlas, D., K. R. Hardy, R. Wexler, and R. J. Boucher, 1963 : The origin of hurricane spiral bands. *Geofis. Int.*, **3**, 123–132.

Avila, L. A. and R. J. Petsch, 1995 : Atlantic tropical system of 1993. *Mon. Wea. Wea.*, **123**, 887–896.

Barnes, G. M. and D. Jorgensen, 1983 : Mesoscale and convective structure of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125–2137.

Bartels, D. L. and R. A. Maddox, 1991 : Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 104–118.

Bauer, P., 2001 : Including a melting layer in microwave radiativ tranfer simulation for clouds. *Atmos. Res.*, **57**, 9–30.

Bauer, P., P. Amayenc, C. D. Kummerow, and E. A. Smith, 2001 : Over-ocean rainfall retrieval from multisensor data of the tropical rainfal measuring mission. part ii : Algorithm implementation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 1838–1855.

Bauer, P., A. Klein, A. Pokrovsky, R. Meneghini, C. Kummerow, F. Marzano, and J. P. V. P.

- Baptista, 2000 : Combined cloud-microwave radiative transfer modeling of stratiform rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **57**(8), 1082–1104.
- Betts, A. K., 1982 : Saturation point analysis of moist convective overturning. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1484–1505.
- Bister, M. and K. A. Emanuel, 1997 : The genesis of hurricane guillermo : Texmex analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2662–2682.
- Black, M. L., R. W. Burpee, and F. D. J. Marks, 1991 : Vertical motions in tropical cyclones determined with airborne doppler radial velocities. In *The 19th Conf. on Hurricane and Tropical meteorology.*, Amer. Meteor. Soc., Miami, USA, 409-411.
- Black, R. A., 1990 : Radar reflectivity-ice water content relationships for use above the melting level in hurricanes. *J. of Appl. Meteor.*, **29**, 955–961.
- Black, R. A., 1993 : Comparisons of tropical cyclone intensity with eyewall vertical velocities. In *The 30th Conf. on Hurricane and Tropical meteorology.*, Amer. Meteor. Soc., San Antonio, USA, 520-523.
- Bouchard, A., 2003 : *Exploitation des données du radar de TRMM pour estimer la pluie depuis l'espace*. Rapport de stage de dea, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. 33 pp.
- Brandes, E. A., 1990 : Evolution and structure of the 6-7 may 1985 mesoscale convective system and associated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 109–127.
- Challa, M. and R. L. Pfeffer, 1990 : Formation of atlantic hurricanes from cloud clusters and depression. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 909–927.
- Chan, J. C. L. and R. H. F. Kwok, 1999 : Tropical cyclone genesis in a global numerical weather prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 611–624.
- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964 : On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75.
- Chen, S. S. and W. M. Frank, 1993 : A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. part i : Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2401–2426.
- Chong, M. and O. Bousquet, 1999 : Anticyclonic mesovortex in a near-equatorial mesoscale convective system during toga coare. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1147–1156.
- Chong, M. and D. Hauser, 1990 : Tropical squall line observed during the copt 81 experiment in west africa. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1696–1706.

-
- Cox and Munk, 1955 : Some problems in optical oceanography. *J. Marine Res.*, **14**, 63–78.
- Cressman, G. W., 1959 : An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367–374.
- DeMaria, M., S. D. Aberson, K. V. Ooyama, and S. J. Lord, 1993 : Upper level angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1628–1643.
- Dvorak, V. F., 1984 : Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA Tech. Rep.*, **NESDIS 11**, 47p.
- Eliassen, A., 1951 : Slow thermally or frictionnaly controlled meridional circulation in a circular vortex. *Astrophys. Norv.*, **5**, 19–60.
- Emanuel, K. A., 1986 : An air-sea interaction theory for tropical cyclones. part i : Steady state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.
- Emanuel, K. A., J. D. Neelin, and C. S. Bretherton, 1994 : On large-scale circulations in convecting atmospheres. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1111–1144.
- Emanuel, K. A., N. Renno, L. R. Schade, M. Bister, M. Morgan, D. J. Raymond, and R. Rotunno, 1993 : Tropical cyclogenesis over the eastern north pacific : Some results from texmex. In *20th Conf. on hurricane and tropical meteorology*, Amer. Meteor. Soc., San Antonio, (Texas, Etats-Unis, 110–113.
- Esbensen, S. K., J. Wang, and E. I. Tollerud, 1988 : A composite life cycle of non-squall mesoscale convective systems over the tropical oceans. part ii : Heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 537–548.
- Evans, K. F. and J. Vivekanandan, 1990 : Multiparameter radar and microwave radiative transfer modeling of nonspherical atmospheric ice particles. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**(4), 423–437.
- Ferreira, F., 2001 : *Exploitation des données du radar de TRMM pour estimer la pluie depuis l'espace*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. 249 pp.
- Ferreira, F., P. Amayenc, S. Oury, and J. Testud, 2001 : Study and tests of improved rain estimates from the trmm precipitation radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **40**, 1879–1899.
- Ferrier, B. S., 1994 : A double-moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. part i : Description. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 249–280.
- Foote, G. B. and P. S. D. Toit, 1969 : Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Applied Meteor.*, **8**, 249–253.

- Frank, W. M., 1987 : *Tropical cyclone development, in a global view of tropical cyclones*. Ed. R. L. Elsberry, ONR Marine Meteorology Program, Arlington (Virginie, Etats-Unis). pp. 53-90.
- Frank, W. M. and J. L. McBride, 1989 : The vertical distribution of heating in anvil and gate cloud clusters. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3464–3478.
- G. Caniaux, P. J. and S. Planton, 1993 : A 3d mesoscale simulation of the ocean using data from the athena 88 field experiment. *J. Mar. Systems*, **4**, 197–216.
- Gall, R., J. Tuttle, and P. Hildebrand, 1998 : Small-scale spiral bands observed in hurricane andrew, hugo, and erin. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1749–1766.
- Gamache, J. F., J. R. A. Houze, and J. F. D. Marks, 1993 : Dual-aircraft investigation of the inner core of hurricane norbert. part iii : Water budget. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3221–3243.
- Gray, W. M., 1968 : A global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700.
- Gray, W. M., 1975 : Tropical cyclone genesis. *Dept. of Atmos. Sci, Colorado State University, Fort Collins (Colorado, Etats-Unis)*, **Paper n° 232**, 121p.
- Gray, W. M., 1987 : "*Hurricanes : their formations, structure and likely role in tropical circulation*". *Meteorology over the tropical oceans*. Ed. D. B. Shaw, Roy. Meteor. Soc., James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG12 1BX. pp. 155-218.
- Grody, N. C. and R. R. Ferraro, 1992 : A comparison of passive microwave rainfall retrieval methods. In *Proc. Sixth Conference on Meteorology and Oceanography*, Amer. Meteor. Soc., Atlanta, GA, 60-65.
- Hartmann, D. L., H. H. Hendon, and R. A. J. Houze, 1984 : Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for larger-scale dynamics and climate. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 113–121.
- Hauser, D., 1989 : *Etude des caractéristiques microphysiques des systèmes précipitants à partir d'observations par radars météorologiques Doppler*. Thèse de doctorat d'état, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6. 225 pp.
- Hauser, D. and P. Amayenc, 1986 : Retrieval of cloud water and water vapor contents from doppler radar data in tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 823–838.
- Holland, J. P., 1985 : Mature structure and evolution in a global. In *A global view of tropical cyclones*, Program, O. M. M., editor. Ed. R. L. Elsberry, Arlington, Virginie, Etats-Unis, 13-52.

-
- Hollinger, J. P., 1970 : Passive microwave measurements of the sea surface. *J. Geophys. Res.*, **27**, 5209–5213.
- Houze, R. A. J., 1982 : Cloud clusters and large scale vertical motions in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 396–410.
- Iguchi, T., T. Kozu, R. Meneghini, J. Awaka, and K. Okamoto, 2000 : Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2038–2052.
- Ishihara, M., Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsuura, and J. Aoyagi, 1986 : Structure of a typhoon rainband observed by two dopplers radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 923–938.
- Johnson, R. H., 1976 : The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic scale interactions. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 189–1910.
- Johnson, R. H., 1984 : Partitionning tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components : implications for cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1590–1601.
- Johnson, R. H., 1992 : Heat and moisture sources and sinks of asian monsoon precipitating system. *J. of the Meteor. Soc. of Japan*, **70**, 223–372.
- Johnson, R. H. and G. S. Young, 1983 : Heat and moisture budgets of tropical mesoscale anvil clouds. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2138–2417.
- Jordan, C. L., 1961 : Marked changes in the characteristics of the eye of intense typhoons between the deepening and filling stages. *J. Meteor.*, **18**, 779–789.
- Jorgensen, D. P. and P. T. Willis, 1982 : A z-r relationship for hurricanes. *J. of Appl. Meteor.*, **21**, 356–366.
- Karyampudi, V. M., G. S. Lai, and J. Manobianco, 1998 : Impact of initial conditions, rain assimilation, and cumulus parameterization on simulations of hurricane florence (1988). *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3077–3101.
- Klein, L. A. and C. T. Swift, 1977 : An improved model for dielectric constant of the sea water at microwave frequencies. *I.E.E.E. Trans. Antennas and Propagation*, **AP-25**, 104–111.
- Kummerow, C., 1993 : On the accuracy of the eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, **98**, 2757–2765.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998 : The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor ppackage. *J. of Atmos. and Oceanic Technol.*, **15**, 809–817.

- Kummerow, C. and L. Giglio, 1994 : A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. part i : Algorithm description. *J. Appl. Meteor.*, **33**, 3–18.
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, B.-B. Shin, and T. T. Wilheit, 2001 : The evolution of the goddard profiling algorithm (gprof) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. of Meteor.*, **39**, 1801–1820.
- Kummerow, C., R. A. Mack, and I. M. Hakkarinen, 1989 : A self-consistency approach to improve microwave rainfall rate estimates from space. *J. of Appl. Meteorol.*, **28**, 869–884.
- Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio, 1996 : A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sens.*, **34**, 1213–1232.
- Kummerow, C. and J. A. Weinman, 1988 : Determining microwave brightness temperature from precipitating horizontally finite and vertically structured clouds. *J. Geophys. Res.*, **93**(D4), 3720–3728.
- Lafore, J., J.-L. Redelsperger, and G. Jaubert, 1988 : Comparison between a three-dimensional simulation and doppler radar data of a tropical squall line : Transports of mass, momentum heat and moisture. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3483–3500.
- Lafore, J., J. Stein, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fisher, P. Héreil, P. Marcart, V. Masson, J.-P. Pinty, J.-L. Redelsperger, E. Richard, and J. V. G. de Arellano, 1998 : The meso-nh atmospheric simulation system. part i : Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, **32**, 320–330.
- Laing, A. G. and J. M. Fritsch, 1993 : Mesoscale convective complexes in africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254–2263.
- Landsea, C. W., 1993 : A climatology of intense (or major) atlantic hurricane. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703–1713.
- Leary, C. A. and R. A. Houze, 1979 : Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 669–679.
- Leary, C. A. and E. N. Rappaport, 1987 : The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503–1527.
- L'Écuyer, T. S. and G. Stephens, 2001 : An uncertainty model for bayesian monte-carlo retrieval algorithms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1713–1737.

-
- Lee, C. S., R. Edson, and W. M. Gray, 1989 : Some large-scale characteristics associated with tropical cyclone development in the north indian ocean during fgge. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 407–426.
- Lidga, M. G. H., 1955 : Analysis of motion of small precipitation areas and bands in the hurricane august 23-28, 1949. Tech. note n°3, Department of Meteorology, Massechusetts Institute of Technology, 36p.
- Lin, X. and R. H. Johnson, 1996 : Heating, moistening, and rainfall over the western pacific warm pool during toga coare. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3367–3383.
- Lin, Y.-L., R. Farley, and H. D. Orville, 1983 : Bulk parametrization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- Locatelli, J. D. and P. V. Hobbs, 1974 : Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, **79**(15), 2185–2197.
- Mallet, C., E. Moreau, L. Casagrande, and C. Klapicz, 2002 : Determination of integrated cloud liquid water path and total precipitable water from ssm/i data using a neural network algorithm. *Interna. Journ. of Remote Sensing*, **23**(4), 661–674.
- Manabe, S., J. L. Holloway, Jr., and H. M. Stone, 1970 : Tropical circulation in a time-integration of a global model of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 580–613.
- Manabe, S. and J. Smagorinsky, 1967 : Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle ii. analysis of the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **95**, 155–169.
- Marks, F., 1985 : Evolution of the structure of precipitation of hurricane allen (1980). *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 909–930.
- Marks, F. D., R. A. Houze, and J. F. Gamache, 1992 : Dual-aircraft investigation of the inner core of the hurricane norbert. part i : Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919–962.
- Marks, F. D. J., R. A. Houze, and J. F. Gamache, 1991 : Kinematic structure of the eyewall of hurricane emily (1987) as determined form an airborne doppler radar. In *The 19th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology.*, Amer. Meteor. Soc., Miami, Floride, Etats-Unis, 437–440.
- Marshall, J. S. and W. M. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Maynard, R. H., 1945 : Radar and weather. *J. Meteor.*, **2**, 214–226.
- McBride, J., 1995 : Global perspectives on tropical cyclones. chap.3 : Tropical cyclone formation. *OMM, Genève, Suisse*, **TD 693- TCP 38**, 63–105.

- McBride, J. and G. L. Holland, 1989 : The australian monsoon experiment (amex) : early result. *Aust. Meteor. Mag.*, **37**, 23–35.
- McBride, J. and R. Zehr, 1981 : Observational analysis of tropical cyclone formation. part ii : Comparison of non-developing versus developing systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1132–1151.
- Meneghini, R., T. Iguchi, T. Kozu, L. Liao, K. Okamoto, J. A. Jones, and J. Kwiatkowski, 2000 : Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the trmm precipitation radar. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2053–2070.
- Mie, G., 1908 : Beitrage zur optik truder medein, spezeill. colloider metallosungen (contributions à l’optique des milieux troubles, en particulier des solutions métalliques colloïdales). *Ann. Der Phys.*, **25**, 377–443.
- Moncrieff, D., 1987 : A numerical simulation of quasi-stationary tropical convective bands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 929–967.
- Montmerle, T. and Y. Lemaître, 1998 : Three-dimensional variational data analysis to retrieve thermodynamical and dynamical fields from various nested wind measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 360–369.
- Moreau, E., 2000 : *Restitution de paramètres atmosphériques par radiométrie hyperfréquence spatiale. Utilisation de méthodes neuronales*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot, Paris VII. 249 pp.
- Neumann, C. J., 1993 : Global guide to tropical cyclone forecasting. chap1 : Global overview. *OMM, Genève, Suisse*, **TD 560- TCP 31**, 1.1–1.37.
- Newell, R. E. and Coauthors, 1996 : Atmospheric sampling of supertyphoon mireille with nasa dc-8 aircraft on september 27, 1991, during pem-west a. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1853–1872.
- Nitta, T., 1970 : A study of generation and conversion of eddy available potential energy in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 524–528.
- Nitta, T., 1972 : Energy budget of wave disturbances over the marshall islands during the years of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50(a)**, 71–84.
- Nuissier, O., 2003 : *Simulations numériques de cyclones tropicaux à l’aide du modèle Més0-NH*. Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse III. 230 pp.
- Nuissier, O., R. F. Rodgers, and F. Roux, 2003 : a numerical simulation of hurricane bret on 22-23 august of hurricane 1999 initialised with airborne doppler radar and dropsondes data. *Quart. J. of Roy. Met. Soc.*, **Resubmitted on October**, Rev. Vers.

-
- Obligis, E., 1996 : *Estimations des précipitations par radiométrie hyperfréquence pendant l'expérience TOGA-COARE*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot, Paris VII. 230 pp.
- Ogura, Y. and H.-R. Cho, 1973 : Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1276–1286.
- Olson, W. S., 1987 : *Estimation of rainfall rates in Tropical Cyclones by passive microwave radiometry*. Phd, University of Wisconsin-Madison. 282 pp.
- Olson, W. S., C. D. Kummerow, and L. Giglio, 1996 : A method for combined passive-active microwave retrievals of clouds and precipitation profiles. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1763–1789.
- Olson, W. S., C. D. Kummerow, Y. Kong, and W. K. Tao, 1999 : Atmospheric latent heating distributions in the tropics derived from satellite passive micro wave radiometer measurements. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 633–664.
- Ooyama, K., 1964 : A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geofis. Intern.*, **4**, 187–198.
- Ooyama, K., 1969a : Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**(a), 3–40.
- Ooyama, K. V., 1969b : Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3–40.
- Oury, S., 1997 : *Estimation du taux précipitant à partir des radars météorologiques doppler aéroportés bi-faisceaux*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot, Paris VII. 188 pp.
- Oury, S., J. Testud, and V. Marécal, 1999 : Estimate of precipitation from the dual beam airborne radars in toga coare. part 1 : The k-z relationships derived from stereo and quad-beam analysis. *J. of Applied Meteor.*, **38**, 156–174.
- Peng, M. S. and S. W. Chang, 1996 : Impacts of ssm/i retrieved rainfall rates on numerical prediction of a tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1181–1198.
- Raymond, W. H., W. S. Olson, and G. Callan, 1995 : Diabatic forcing and initialization with assimilation of cloud water and rain water in a forecast model : Methodology. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 366–382.
- Reed, R. J. and E. E. Recker, 1971 : Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1117–1133.

- Rhiel, H. and J. S. Malkus, 1958 : On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophys.*, **6**, 503–538.
- Rhiel, H. and J. S. Malkus, 1961 : Some aspects of hurricane daisy, 1958. *Tellus.*, **13**, 181–213.
- Rodgers, E., W. Olson, J. Halverson, J. Simpson, and H. Pierce, 2000 : Environmental forcing of supertyphoon paka's (1997) latent heat structure. *J. Applied Meteor.*, **39**, 1983–2006.
- Rogers, R. F. and J. M. Fritsch, 2001 : Surface cyclogenesis from convectively driven amplification of midlevel mesoscale convective vortices. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 605–637.
- Roux, F., 1985 : Retrieval of thermodynamic fields from multiple doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2142–2157.
- Roux, F., 1993 : Research report on tropical cyclone structure. In *Third WMO/ICSU Int. Workshop on tropical cyclones, Huatulco (Santa Cruz, Mexique)*, TD573, OMM, Genève, Suisse, 21-36.
- Roux, F. and F. D. Marks, 1996 : Extended velocity track display (evtd) : An improved processing method for airborne doppler radar data in tropical cyclones. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 875–899.
- Roux, F. and J. Sun, 1997 : Single doppler observations of a west african squall line on 27-28 may 1981 during copt 81 : kinematics, thermodynamics and water budget. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1826–1854.
- Roux, F. and N. Viltard, 1997 : Les cyclones tropicaux. *La météorologie*, **18**, 9–33.
- Rutledge, S. A. and R. A. J. Houze, 1983 : A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2640–2656.
- Saffir, H. S., 1977 : Design and construction requirements for hurricane resistant constuction. *J. Atmos. Sci.*, **2830**, 20p.
- Satoh, S., A. Noda, and T. Iguchi, 2001 : Retrieval of latent heating profiles from trmm radar data. In *The 30th Conf. on Radar Meteor.*, Amer. Meteor. Soc., Munich, Germany, 340-342.
- Saunders, P. M., 1957 : The thermodynamics of saturated air : a contribution to the classical theory. *Quart. J. Roy. Meteor.*, **83**, 342–350.
- Sawyer, J. H., 1947 : Notes on the theory of tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Sci.*, **73**, 101–126.

-
- Scialom, G. and Y. Lemaître, 1990 : A new analysis for the retrieval of three-dimensional mesoscale wind fields from multiple doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 640–665.
- Sekhon, R. S. and R. Srivastava, 1971 : Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 415–433.
- Shutko, A., 1978 : Report on soviet progress in microwave radiometry of the ocean’s surface. In *IURCM colloquium on passive radiometry of the ocean’s surface*, Patricia Bay, B. C., Canada.
- Simpson, R. H., 1974 : The hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, **27**, 169–186.
- Smith, E. A. and Coauthors, 1998 : Results of wetnet pip-2 project. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1483–1536.
- Smith, E. A., X. Xiang, A. Mugnai, and G. J. Tripoli, 1994 : Design of an inversion-based precipitation profile retrieval algorithm using an explicit cloud model for initial guess microphysics. *Meteor. Atmos. Phys.*, **54**, 53–78.
- Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera, 1988 : Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied Optics*, **27**, 2502–2509.
- Strogryn, A., 1967 : The apparent temperature of the sea at microwave frequencies. *I.E.E.E transactions on Antennas and Propagation*, **AP-15**, 278–286.
- Sui, C.-H. and K. M. Lau, 1989 : Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. part ii : Structure and propagation of mobile wave-cisk modes and their modification by lower boundary forcings. *J. of Atmos. Sci.*, **46**, 37–56.
- Tao, W.-K., S. Lang, J. Simpson, and R. Adler, 1993 : Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent-heat release : their applications for trmm. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **71**(b), 685–700.
- Tao, W.-K., J. Simpson, S. Lang, M. McCumber, R. Adler, and R. Penc, 1990 : An algorithm to estimate the heating budget from vertical hydrometeor profiles. *J. of Applied Meteor.*, **29**(N° 12), 1232–1244.
- Tao, W.-K., J. Simpson, C.-H. Sui, B. Ferrier, S. Lang, J. Scala, M.-D. Chou, and K. Pickering, 1993 : Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines : comparisons and sensibility to longwave radiation. *J. Atmos. Sci.*, **50**(a), 673–690.
- Testud, J., S. Oury, A. Black, P. Amayenc, and X. K. Dou, 2000 : The concept of ”normalized”

distribution to describe raindrop spectra : a tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Applied Meteor.*, **40**, 1118–1140.

Thompson, R. M., S. W. Payne, E. E. Recker, and R. J. Reed, 1979 : Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the intertropical convergence zone of the eastern atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 53–72.

Velasco, I. and J. M. Fritsch, 1987 : Mesoscale convective complexes in americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591–9613.

Viltard, N., 1995 : *Etude de la structure cinématique et thermodynamique des cyclones tropicaux à partir d'observations par radars Doppler aéroportés*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot, Paris 7. 220 pp.

Viltard, N., C. Kummerow, W. S. Olson, and Y. Hong, 2000 : Combined use of the radar and radiometer of trmm to estimate the influence of drop size distribution on rain retrievals. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2103–2114.

Viltard, N. and F. Roux, 1998 : Structure and evolution of hurricane claudette on 7 september 1991 from airborne doppler radar observations. part i : Thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 281–302.

W. A. Gallus, J. and R. H. Johnson, 1991 : Heat and moisture budgets of an intense midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 122–146.

Wallace, J. M., 1971 : Spectral studies of tropospheric wave disturbances in the tropical western pacific. *Res. Geophys. Space Phys.*, **9**, 557–612.

Waterman, P. C., 1965 : Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proc. IEEE*, **53**(8), 805–812.

Webster, P. J. and R. A. J. Houze, 1991 : The equatorial mesoscale experiment (emex). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1481–1505.

Webster, W. J. J., T. T. Wilheit, D. B. Ross, and P. Gloersen, 1976 : Spectral characteristics of the microwave emission from a wind-driven foam covered sea. *J. Geophys. Res.*, **81**, 3095–3099.

Weinman, J. A. and R. Davies, 1978 : Thermal microwave radiances from horizontally finite clouds of hydrometeors. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3099–3107.

Wexler, H., 1947 : Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **48**, 821–844.

-
- Wilheit, T. T., 1979 : A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed. *I.E.E.E Transactions on Geos. Elec.*, **GE-17**, 244–249.
- Wilheit, T. T., R. Adler, S. Avery, E. Barrett, P. Bauer, W. Berg, A. Chang, J. Ferriday, N. Grody, S. Goodman, C. Kidd, D. Kniveton, C. Kummerow, A. Mugnai, W. Olson, G. Petty, A. Shibata, E. Smith, and R. Spencer, 1994 : Algorithms for the retrieval of rainfall from passive microwave measurements. *Remote Sens. Rev.*, **11**, 163–194.
- Willoughby, H. E., 1988 : The dynamics of the tropical cyclone core. *Aust. Met. Mag.*, **36**, 183–191.
- Willoughby, H. E., 1993 : A global view of tropical cyclones, chapter 2 : Mature, structure and evolution. *ITCW*, **III**, 1 December 1993.
- Willoughby, H. E., 1995 : Eye thermodynamics. In *The 21st Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology.*, Amer. Meteor. Soc., Miami, Floride, Etats-Unis, 357–358.
- Willoughby, H. E., 1998 : Tropical cyclone eye thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053–3067.
- Wu, R. and J. A. Weinman, 1984 : Microwave radiances from precipitating clouds containing aspherical ice, combined phase, and liquid hydrometeors. *J. of Geophys. Res.*, **89-D5**, 7170–7178.
- Xu, K. A. and K. A. Emanuel, 1989 : Is the tropical atmosphere conditionally unstable ? *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1471–1479.
- Yanai, M., 1961a : A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39(a)**, 187–214.
- Yanai, M., 1961b : Dynamical aspects of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **39(b)**, 283–309.
- Yanai, M. S., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973 : Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627.
- Yang, S. and E. A. Smith, 1999a : Four-dimensional structure of monthly latent heating derived from ssm/i satellite measurements. *J. of Climate*, **12**, 1016–1037.
- Yang, S. and E. A. Smith, 1999b : Moisture budget analysis of toga coare area using ssm/i-retrieved latent heating and large scale q_2 estimates. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **16**, 633–655.

Yang, S. and E. A. Smith, 2000 : Vertical structure and transient behavior of convective-stratiform heating in toga coare from combined satellite-soundings analysis. *J. App. Meteor.*, **39**, 1941–1513.

Zehr, R. M., 1992 : Tropical cyclogenesis in the western north pacific. *NOAA Tech. Rep.*, **NESDIS 61**, 181pp.

Quatrième partie

Annexes

Annexe A

Liste des symboles

Notation	Valeur	Unité	Définition
C_P	1005	$J.K^{-1}.kg^{-1}$	Chaleur spécifique de l'air à pression constante
D			Diamètre d'une particule
D_0			Diamètre médian
DSD			Drop Size distribution
$D/Dt = \partial/\partial t + (\vec{V}.\vec{\nabla})$			Dérivée particulaire (ou totale)
$F(q_c)$		$g.kg^{-1}.hr^{-1}$	Fonction de production de nuage
$F(q_p)$		$g.kg^{-1}.hr^{-1}$	Fonction de production de précipitation
f			Paramètre de coriolis
g	9.81	$m.s^{-2}$	Accélération de la pesanteur
h			Energie statique humide
K			Coefficient de diffusion turbulente
L_s	$2.83.10^6$	$J.kg^{-1}$	Chaleur latente de sublimation de la glace
L_v	$2.50.10^6$	$J.kg^{-1}$	Chaleur latente de vaporisation de l'eau
L_f	$3.34.10^5$	$J.kg^{-1}$	Chaleur latente de de fusion de la glace
M			Moment cinétique
$N(D)$			Nombre de gouttes d'un diamètre donné
P		Pa	Pression
P_i			Indice d'émission
P_0		$cm.j-1$	Taux de pluie moyen
q			Humidité

Notation	Valeur	Unité	Définition
Q_1		$K.s^{-1}$	Source de chaleur apparente
Q_2		$K.s^{-1}$	Puits d'humidité apparent
q_c			Contenu en nuage
q_{pi}			Contenu en glace
q_{pw}			Contenu en eau liquide
q_v			Rapport de mélange en vapeur d'eau
q_s			Rapport de mélange en vapeur d'eau saturante
Q_H		$K.hr^{-1}$	Chaleur latente
Q_R			Taux de chaleur dû à la radiation
r		km	Rayon compté à partir du centre de la circulation
R		$mm.h^{-1}$	Taux de pluie de surface
R_i^*			Flux de masse d'un hydrométéore
R_s		$m.s^{-1}$	Composante symétrique de la vitesse radiale
s			Energie statique sèche
S		s^{-1}	Cisaillement vertical de T_s
S			Indice de diffusion
TB		K	Température de brillance
T_i^{clr}			Température de brillance en air clair
T_s		$m.s^{-1}$	Composante symétrique de la vitesse tangentielle
\vec{V}		$m.s^{-1}$	Vitesse du vent
V_{pi}		$m.s^{-1}$	Vitesse de chute d'un hydrométéore
w_s		$m.s^{-1}$	Composante symétrique de la vitesse verticale
W		$g.m^{-3}$	Contenu en eau
Z		dBz ou mm^6m^{-3}	Réflexivité
μ			Coefficient déterminant la forme d'une DSD
δ_s	1		Pour l'air saturé
	0		Sinon
θ_{cs}		K	Composante symétrique de la température potentielle virtuelle de nuage

Notation	Valeur	Unité	Définition
θ_e		K	Température potentielle équivalente d'une particule
θ_{e0}		K	Température potentielle équivalente d'environnement
θ_{v0}		K	Température potentielle virtuelle d'environnement
Ω		$rad.s^{-1}$	Vitesse angulaire de rotation de la Terre
Π			Fonction d'Exner, pression réduite
ρ		$kg.m^{-3}$	Densité de l'air
ζ		s^{-1}	Composante verticale de la vortacité
ξ		s^{-1}	Paramètre d'inertie

Annexe B

Etude de sensibilité sur la glace

Afin de mieux appréhender la validité des champs 3D construits à partir des mesures du PR et complétés par des simulations de modèle méso-échelle de nuage, nous avons fait une étude de sensibilité. Elle consiste à simuler les températures de brillance (TBs) de TMI à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et de les comparer avec les observations. Pour cela, nous avons utilisé un domaine tri-dimensionnel de précipitation reconstitué dérivé de l'orbite #9967 du cyclone Bret, le 21 août 1999 à 23 UTC (cf chapitre 2).

Dans la première partie, nous décrirons le modèle de transfert radiatif choisi, largement utilisé par la communauté scientifique sans en faire le diagnostic. Nous expliciterons les problèmes que nous avons rencontrés dans la simulation des TBs dus au cas d'étude de cyclone et liés essentiellement au vent de surface. Puis, nous présenterons différentes lois de densité et distribution de taille de particule (PSD) et de goutte d'eau (DSD) communément utilisées et leurs influences dans la restitution de température de brillance. Finalement, nous montrerons les résultats obtenus et ferons une étude comparative avec les observations.

B.1 Description générale du modèle de transfert radiatif

Le modèle de transfert utilisé ici est dérivé de celui décrit dans Kummerow and Weinman (1988) et Kummerow (1993)). C'est un modèle "plan parallèle", c'est à dire qu'il permet de modéliser des atmosphères verticalement inhomogènes mais horizontalement homogènes. Il est basé sur la méthode des ordonnées discrètes (Stamnes et al. 1988) qui permet de traiter toutes les atmosphères, y compris les plus diffusantes, avec un temps de calcul limité. Les *TBs* émergeant du sommet de l'atmosphère sont calculées à l'aide d'une application répétée d'une version

plan parallèle 1D utilisant la seconde approximation d'Eddington (Weinman and Davies 1978, Stamnes et al. 1988). Le modèle utilisé ici est donc simple mais sa géométrie a été améliorée : le trajet montant est différent du trajet descendant et prend en compte l'inclinaison des faisceaux à travers le domaine. On obtient ainsi une simulation pseudo tri-dimensionnelle. Tous les trajets sont supposés indépendants. Un diagramme d'antenne pour chaque fréquence est approximé par une fonction de poids de type gaussien convoluée avec les radiances émergentes pour chaque profil. Ces diagrammes d'antenne sont conformes à ceux de Kummerow et al. (1998). Les TBs simulées seront ainsi à la même résolution que l'observation. Ces TBs micro-ondes au-dessus des océans dépendent des caractéristiques de la surface de la mer et des constituants atmosphériques.

B.2 Effets du vent de surface

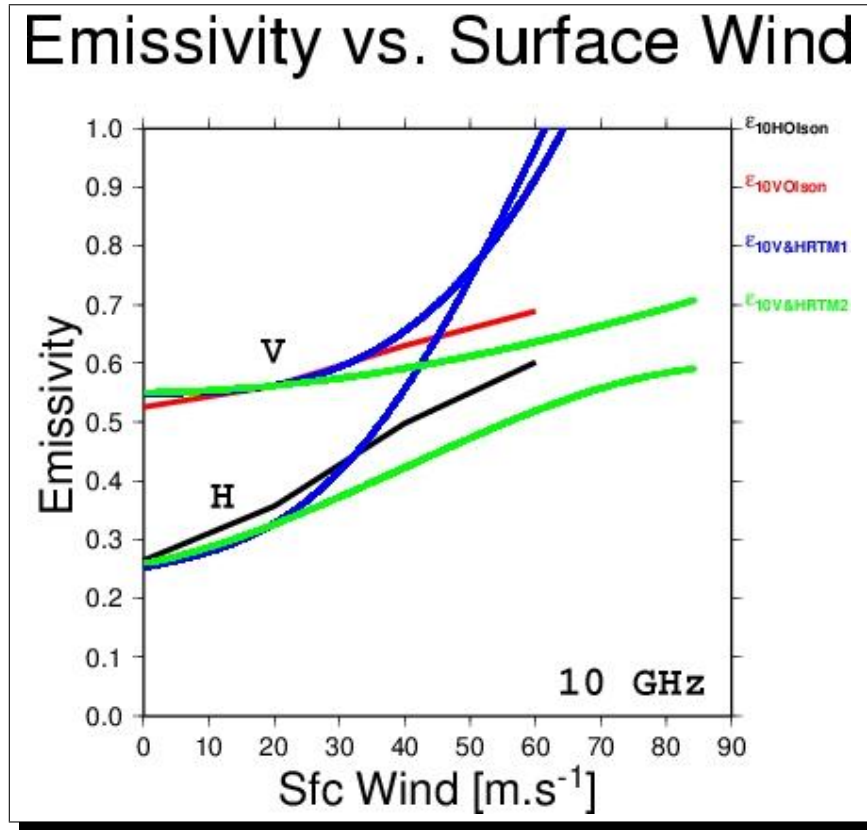


FIG. B.1: Différentes lois de variation de l'émissivité en fonction du vent de surface (m.s^{-1}) pour les canaux 10H et 10V. Voir le texte pour les explications.

La contribution de la mer à la température de brillance dépend de la température physique de la surface, de la constante diélectrique de l'eau de mer, de l'état de rugosité de la surface,

c'est à dire essentiellement du vent de surface, et des conditions atmosphériques par le biais du rayonnement incident. Dans le domaine hyperfréquence, les propriétés diélectriques de la surface de la mer sont beaucoup moins variables que celles des terres émergées. La source essentielle de variabilité naturelle est due à l'écume, elle-même dépendante du vent de surface. Dans cette étude, la température de surface de la mer se situe autour de 300 K et la salinité est fixée à 35 ppm.

Nous utiliserons le modèle classique de Klein and Swift (1977) pour la paramétrisation des constantes diélectriques.

Dans le cas des cyclones tropicaux, on observe des vents de surface pouvant atteindre 80 m.s^{-1} . Le signal de température de brillance lié aux précipitations l'emporte sur les autres contributions c'est à dire celles de la surface et de l'atmosphère. Ceci est d'autant plus vrai que ces précipitations sont intenses. Toutefois, la sensibilité aux conditions de surface, qui décroît avec l'augmentation de la fréquence, reste importante dans tous les cas pour 10 GHz. Sur le graphique (B.1) figurent les émissivités en fonction du vent pour le canal 10 GHz, polarisation H (horizontale) et V (verticale) pour trois modèles différents. Les résultats du modèle d'émissivité de surface (Hollinger 1970), intégrant une correction due aux effets d'écume développé par Strogryn (1967) linéairement dépendant des vents de surface, initialement intégré à notre modèle de transfert radiatif sont représentés par les courbes bleues. Les courbes vertes correspondent aux résultats du même modèle d'émissivité mais avec une paramétrisation des effets d'écume différente. Les courbes rouge (polarisation V) et noire (polarisation H) correspondent enfin aux résultats obtenus à l'aide du modèle de Wilheit (1979) dérivé d'une modification de la théorie proposée par Cox and Munk (1955) utilisé par Olson (1987) (avec une SST de 300.15°K et une salinité de 36 ppt.). Ce modèle intègre une correction due à la formation d'écume à la surface de la mer déduite des observations de Webster et al. (1976) et Shutko (1978).

Jusqu'à 30 m.s^{-1} , l'évolution de l'émissivité avec le vent de surface est quasiment identique. Au-dessus, les résultats obtenus à l'aide de notre modèle initial deviennent critiques et ont des répercussions fortes sur les TBs simulées à 10 GHz. Il n'est pas adapté aux cas de vents forts. Nous avons donc finalement implémenté le second modèle d'écume de la version de notre algorithme qui donne des résultats proches de ceux utilisés par Olson 1987.

On n'a aucune information sur le vent de surface avec les données du PR. Pour minimiser le biais introduit par un champ de vent uniforme arbitraire, on a ajusté le champ de vent dans les pixels de pluie. La paramétrisation utilisée génère un vent fonction de la distance au centre

du cyclone de distribution gaussienne. On a choisi, au vu de la position du mur de l'œil dans le cas de Bret étudié ici, un rayon de vent maximum de 20 km. Le vent de surface augmente rapidement jusqu'à 20 km de rayon puis diminue. Enfin, on a fait l'hypothèse d'un champ de vent symétrique circulaire qui n'est évidemment pas tout à fait réaliste puisque Bret était alors plutôt asymétrique. Au vu des résultats de températures de brillance, nous verrons que le biais introduit ainsi n'est pas critique. Afin de minimiser ce biais, une solution consisterait à utiliser le vent asymétrique d'ordre 1 donné par EVTD à partir des données radars avions du 21 août 1999 entre 20 et 23 UTC afin d'améliorer le champ de vent. Il faudra bien sûr tenir compte du décalage spatial et temporel.

B.3 DSD, PSD et loi de densité

Une grande partie de l'extinction atmosphérique provient des hydrométéores présents dans l'atmosphère sous forme nuageuse ou précipitante, en phase liquide ou glace. Pour calculer ce terme d'extinction volumique, on doit connaître les propriétés électromagnétiques de chacune des particules (indice de réfraction) à la fréquence considérée, leur taille, leur forme, ainsi que leur distribution. Les coefficients d'extinction, de diffusion et d'absorption **d'un ensemble** de particules sont définis par :

$$k = \int N(D)\sigma(D)dD \quad (\text{B.1})$$

avec $N(D)$, la distribution de taille de la goutte d'eau ou de la particule de glace et $\sigma(D)$, la section efficace correspondante.

Ici, le modèle nous permet seulement de considérer des formes sphériques pour les particules liquide et glace. La prise en compte de particules non sphériques peut introduire des différences importantes (Wu and Weinman 1984, Evans and Vivekanandan 1990, Moreau 2000), mais le temps de calcul associé (Waterman 1965) est 100 fois plus important que pour une particule sphérique (Mie 1908). Dans la suite de notre étude les particules seront donc considérées sphériques.

Si on utilise le formalisme proposé dans la documentation du modèle non-hydrostatique de nuage (http://www.aero.obs-mip.fr/mesonh/dir_doc/), $N(D)$ s'exprime :

$$N(D) = Ng(D) \quad (\text{B.2})$$

	MNH			Ferrier			
Type	Snow	Graupel	Rain	Snow	Graupel	Conv	Strat
C	5	5.10^5	10^7	4.10^6	4.10^6	$17.4.10^6$	$7.8.10^6$
x	1	-0.5	-1	-1	-1	-1	-1

TAB. B.1: Coefficients utilisés pour la relation (N) pour différentes paramétrisations. Notez que les différences principales proviennent de la densité variable des particules dans le cas de la paramétrisation proposée par méso-NH

avec

$$g(D) = \lambda \exp(-\lambda D) \quad (\text{B.3})$$

avec l'équation de base des PSD (particle size distribution)²⁰, où :

$$N = C\lambda^x = \int_0^\infty N(D)dD \quad (\text{B.4})$$

Finalement, on a :

$$N(D) = C\lambda^{x+1} \exp(-\lambda D) \quad (\text{B.5})$$

avec D est en [mm] et les coefficients C et x sont ceux de la table (B.1).

La relation masse-diamètre est la relation de base tabulée suivant Locatelli and Hobbs (1974) :

$$m(D) = aD^b \quad (\text{B.6})$$

avec m en [g], D en [mm] et les coefficients a et b sont ceux de la table (B.2).

	MNH			Ferrier		
Type	Snow	Graupel	Rain	Snow	Graupel	Rain
a	0.02	19.6	524.	52.4	209.4	524.
b	1.9	2.8	3.	3	3.	3.

TAB. B.2: Coefficients utilisés pour la relation masse-diamètre pour différentes paramétrisations. Notez que les différences principales proviennent de la densité variable des particules dans le cas de la paramétrisation proposée par méso-NH

²⁰ ATTENTION : suivant la façon dont $g(D)$ est défini, on a une PSD de type exponentielle qui ici s'exprime avec $N(D) = N_0 \exp(-\lambda D)$. C'est une forme généralisée : si $x = -1$, $N_0 = C$, sinon, $N_0 = C\lambda^{x+1}$

Si nous supposons que la masse d'une particule de glace est égale à sa masse fondue, la densité d'une particule **sphérique** en fonction du diamètre est donné par²¹ :

$$\rho_{ice}(D) = \frac{6a}{\pi} D^{b-3} < 0.91 \quad (\text{B.7})$$

et on comprend que la densité de la glace (pure) est la limite supérieure, ce qui implique un diamètre critique au-dessous duquel la densité devrait être toujours égale à $0.91 \cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$.

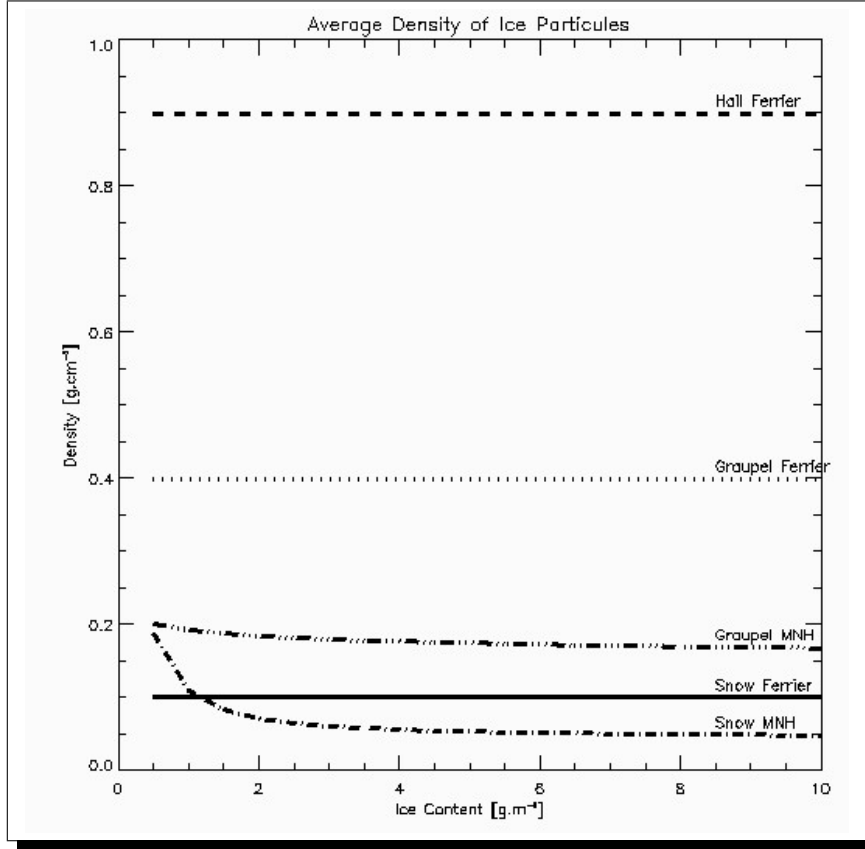


FIG. B.2: Variation de la densité de glace moyennée (g.cm⁻³) en fonction du contenu en glace (g.m⁻³) pour différentes paramétrisations.

Sur la figure (B.2), on a représenté les variations de la densité moyennées sur tous les diamètres en fonction du contenu en glace pour différentes paramétrisations. Dans le cas de la paramétrisation de Ferrier (1994), on a bien une densité constante suivant le type de particule, respectivement 0.9, 0.4 et 0.2 g.cm⁻³ pour la grêle, la neige roulée et la neige, alors que la paramétrisation utilisée par meso-NH pour la neige roulée et la neige sont variables. Nous verrons par la suite, les conséquences de telles paramétrisations sur la simulation des TBs.

²¹Ceci induit que $a = \pi \rho_{cste}/6$ et $b = 3$ dans l'équation B.6 si la densité ρ_{cste} est choisie constante

Le p-ième moment de la distribution s'écrit :

$$M(p) = \int_0^\infty D^p g(D) dD = \frac{G(p)}{\lambda^p} \quad (\text{B.8})$$

Toute quantité intégrée aura la forme générale :

$$\int_0^\infty \gamma D^\delta N(D) dD = \gamma C \lambda^{x-\delta} G(\delta) \quad (\text{B.9})$$

avec G tel que :

$$G(\delta) = \frac{\Gamma(\nu + \delta/\alpha)}{\Gamma(\nu)} \quad (\text{B.10})$$

et le contenu en eau (WC) devient :

$$WC = \int_0^\infty m(D) N(D) dD = a C \lambda^{x-b} G(b) \quad (\text{B.11})$$

Avec B.4, B.8 et B.11, on obtient

$$\lambda = \left[\frac{WC}{a C G(b)} \right]^{\frac{1}{x-b}} \quad (\text{B.12})$$

.

Sur la figure **(B.3)**, on a représenté la variation des PSD (a) et DSD (b) en fonction du rayon pour un contenu en eau (glace ou liquide selon le cas) de 3 g.m^{-3} pour différentes paramétrisations : Marshall and Palmer (1948), Ferrier (1994), Lafore et al. (1998) ainsi que Testud et al. (2000) (Gamma).

La paramétrisation de Ferrier pour les PSD est proche de celle de Marshall-Palmer alors que celle proposée par méso-NH est plus complexe avec une dépendance de N_0 ou C avec λ pour la neige roulée et la neige. Dans la suite, la paramétrisation dite de méso-NH utilise donc la PSD avec les coefficients indiqués dans la table **(B.1)** et représenté en vert clair et vert foncé sur la figure **(B.3 a)**. La densité des particules de glace est alors variable en fonction du diamètre. La paramétrisation de Ferrier reprend Marshall-Palmer avec un coefficient N_0 ou C, constant, indépendant de λ et la densité des particules est indépendante de leur taille. La DSD de la paramétrisation proposée par méso-NH est une exponentielle simple avec un N_0 ou C légèrement supérieur à Marshall-Palmer (cf tableau **B.1**). Pour Ferrier, une paramétrisation en Gamma, identique à celle proposée par Testud et al. (2000) est utilisée, avec une différenciation convectif/stratiforme (cf tableau **B.1**). Une exponentielle avec les N_0 stratiforme et convectif a été rajoutée sur la figure comme référence.

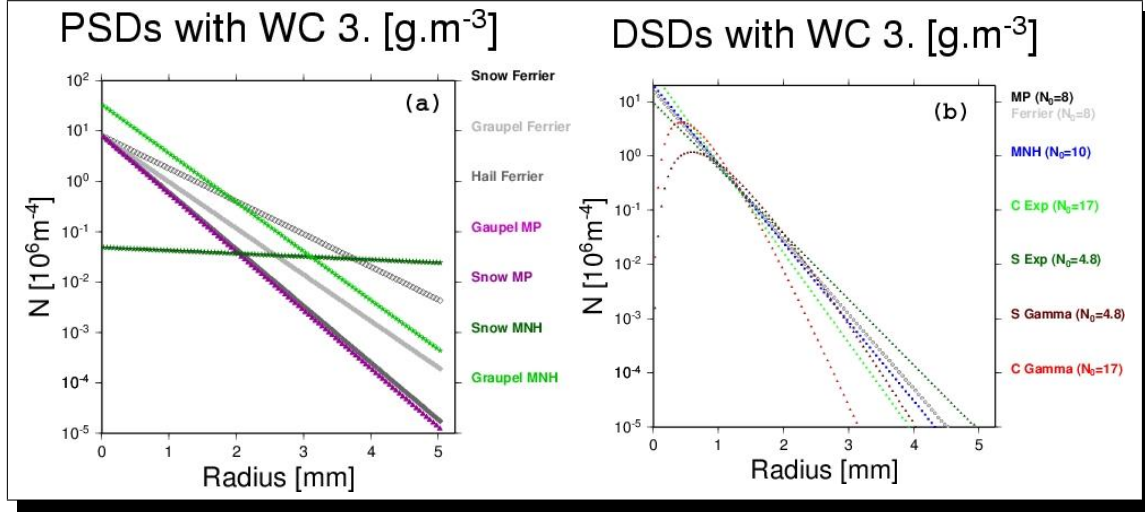


FIG. B.3: Différentes distributions de taille de particule de glace (PSD) pour un contenu de 3 g.m⁻³. Nombre de particules (N en $[10^6 \text{ m}^{-4}]$) en fonction du rayon (mm).

B.4 Comparaisons des températures de brillance

Nous ne répéterons pas ici l'analyse des TBs (déjà présentée dans le chapitre 3).

Dans un premier temps, nous présentons des coupes horizontales afin de faire les comparaisons. Dans le cas du 10 GHz, peu sensible à la phase glace, l'utilisation d'une paramétrisation de la densité de la glace n'influe pas sur le résultat. Sur la figure (B.4 a), nous avons représenté le champ du 10 GHz, polarisation H observé par TMI le 21 août 1999, à 23 UTC (orbite # 9967) et sur la figure (B.4 b), le champ simulé à partir du domaine 3D reconstitué du PR. On a une restitution globale en bon accord, avec des légères différences en terme d'intensité sur les bords de la fauchée dues à l'utilisation de notre diagramme d'antenne (sur la partie Sud du cyclone simulé, les température plus chaudes sont dues à la répétition du signal et nous n'en tenons pas compte). La résolution du 10 GHz est de 60 x 40 km environ, nous ne considérons donc pas les zones comprises entre la bordure de la fauchée et 40 km (soit 0.45° environ). En terme d'intensité, on observe une assez bonne corrélation avec des contours de 220 K dans la région de plus forte émission. On observe une différence en terme de structure certainement induite par notre vent de surface symétrique. En effet, le cyclone est plus circulaire dans le cas de la simulation que dans le cas de l'observation. Les gradients de l'Ouest vers l'Est sont assez bien reproduits également avec les températures les plus froides au-dessus de la mer, environ 90 K pour l'observation et 96 K pour la simulation, soit une différence de 5K. Les effets dus à la côte

semble assez bien restitués également. Nous verrons plus en détail les différences sur des coupes verticales le long du scan (115) représenté par les croix grises sur la (B.4 b).

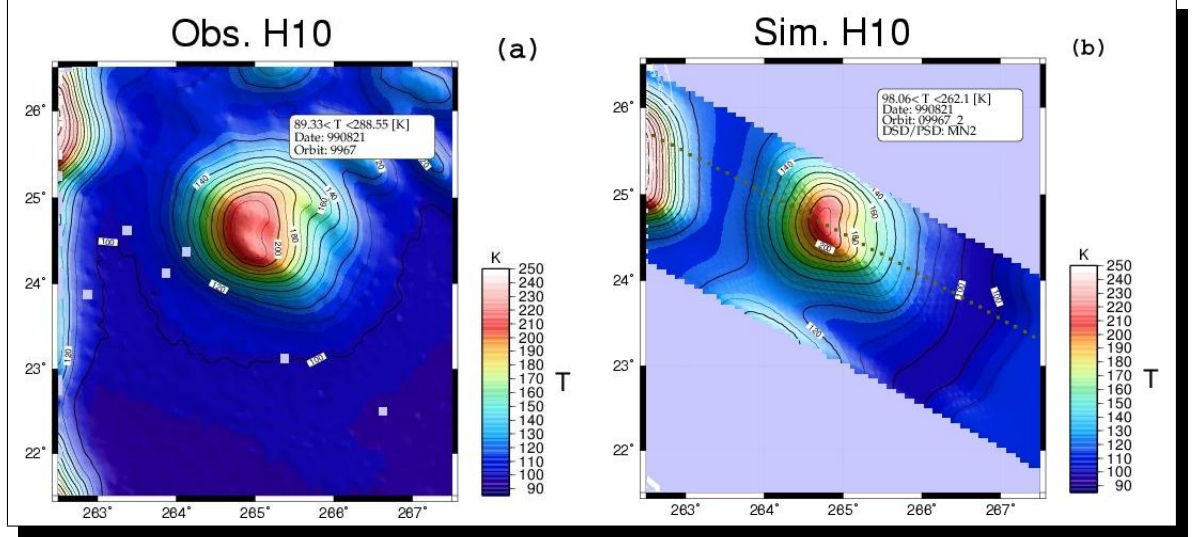


FIG. B.4: Coupes horizontales à 10 GHz des TBs observées (orbite # 9967) le 21 août 1999 et des TBs simulées à partir de la restitution du PR.

Sur la figure (B.5) sont représentées les coupes horizontales du champ de TBs du canal 85 GHz, polarisation horizontale. Les figures (B.5 a), (B.5 b) et (B.5 c) représentent respectivement l'observation, les TBs simulées en utilisant pour la paramétrisation de la densité de la glace, celle de méso-NH et celle de Ferrier. Premièrement, on peut faire remarquer que le canal 85 GHz est assez bruité. Il est clair que l'on a un meilleur accord dans le cas de la paramétrisation de méso-NH que dans celle de Ferrier. Cette dernière va en effet induire de très fortes diffusions dans les zones de fortes précipitations glaces du mur de l'œil et des bandes convectives avec des écarts de température de l'ordre de 20 K plus faibles que l'observation. Dans le cas de la paramétrisation de méso-NH, on a un meilleur accord avec une sous-estimation de la diffusion dans les zones les plus convectives avec des écarts d'environ 10 K.

Sur les différents panneaux de la figure (B.6), on a donc représenté des coupes le long du scan 115 représentant les TBs en fonction de la longitude pour l'observation et pour les paramétrisations de méso-NH et Ferrier. De même que pour les coupes horizontales, nous n'interpréterons pas les graphiques en terme de structure du cyclone ou de résolutions des canaux, ce qui a été déjà fait dans le chapitre 2.

La figure (B.6 a) présente les résultats du canal 10 H (GHz). On vérifie bien que l'on a peu de différence suivant les deux paramétrisations, rappelons le, le 10 GHz n'est pas sensible à la

phase glace. On observe un biais en air clair d'environ 10 K, les TBs sont surestimées. Dans l'œil, on a une assez bonne cohérence, avec un léger décalage de la simulation vers l'Ouest. On a une surestimation du maximum de température d'environ 5 K.

Les résultats du canal 19 sont présentés sur la figure **(B.6 b)**. On observe maintenant une différence suivant les paramétrisations de la densité de la glace utilisée dans le cas de fortes précipitations. Il est clair que les signatures de diffusion obtenues dans le cas d'une paramétrisation de densité constant de type Ferrier n'est pas réaliste. La paramétrisation de méso-NH induit un meilleur accord surtout dans la partie gauche du mur de l'œil. On observe toutefois une différence de 10 K environ dans la partie droite du mur de l'œil.

Maintenant, passons à la comparaison du 37 GHz, figure **(B.6 c)**. Dans le cas de la paramétrisation de Ferrier, on a une forte signature de diffusion à -95.3° longitude environ (20 K plus faible que l'observation), alors que dans le cas de méso-NH, il semble que l'on n'ait pas assez de diffusion. A -94.2 et -95.7 , les résultats obtenus avec la paramétrisation de Ferrier sont en meilleur accord que ceux obtenus avec celles de méso-NH.

Finalement, la figure **(B.6 d)** présente les résultats du canal 85 GHz, polarisation H. Il est évident maintenant que la paramétrisation de Ferrier induit de trop fortes diffusion des particules de glace. Par contre, la paramétrisation de méso-NH n'est pas totalement satisfaisante. On a effectivement une sous-estimation de la diffusion d'environ 40 K dans le mur de l'œil bien plus que ne le laissait entrevoir les coupes horizontales.

La paramétrisation de Ferrier conduit donc à sur-estimer fortement la diffusion par la glace avec des signatures de diffusion à 19 GHz qui n'ont pas lieu d'être. La paramétrisation de méso-NH est sans aucun doute plus réaliste car fondée sur des observations (Locatelli and Hobbs 1974). Elle tend à montrer que nos profils sous-estiment le contenu en glace.

Dans le même temps, l'hypothèse de particules sphériques qui permet d'établir la loi de densité en fonction du diamètre atteint sans doute rapidement ses limites pour des particules de neige. Une paramétrisation de $\rho(D)$ différente, dérivée de Locatelli and Hobbs (1974) pourrait éventuellement être mise en place pour compenser cette hypothèse et mieux représenter les propriétés diélectriques des flocons en fonction de leur diamètre.

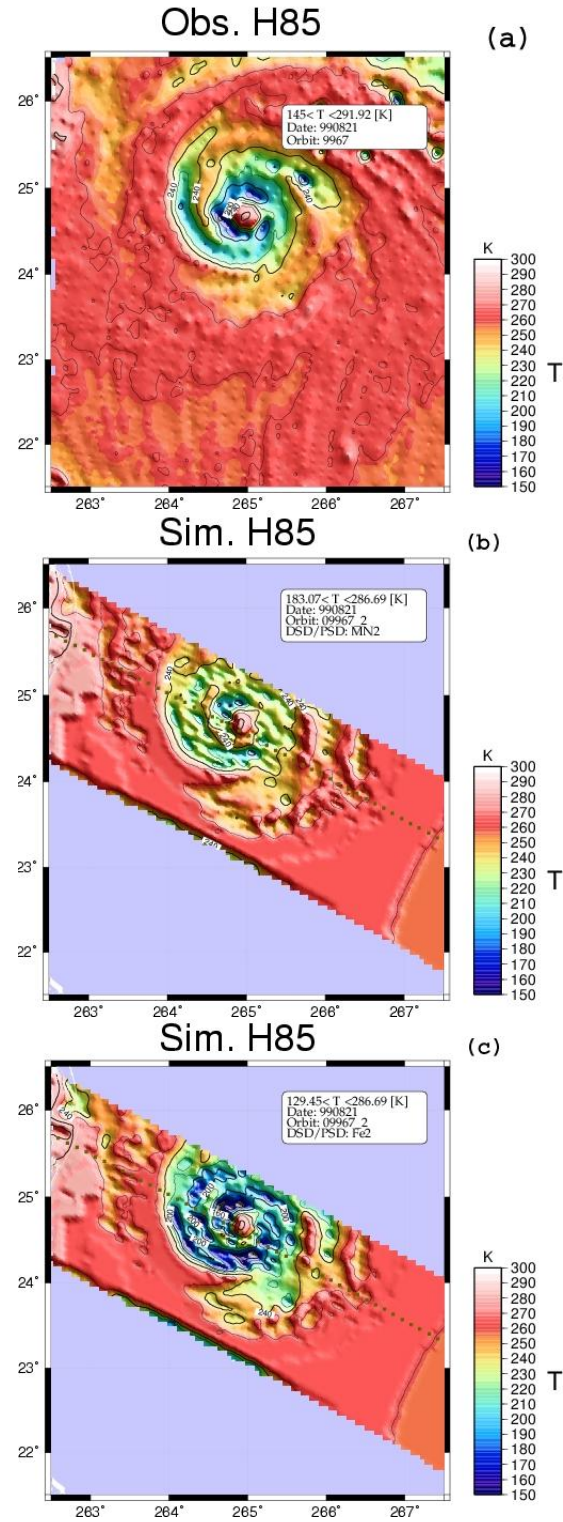


FIG. B.5: Coupes horizontales à 10 GHz (polarisation (H) des TBs observées (orbite # 9967) le 21 août 1999 (a) et des TBs simulées à partir de la restitution du PR. Les paramétrisations de la densité de la glace utilisées sont respectivement (b) méso-NH et (c) Ferrier

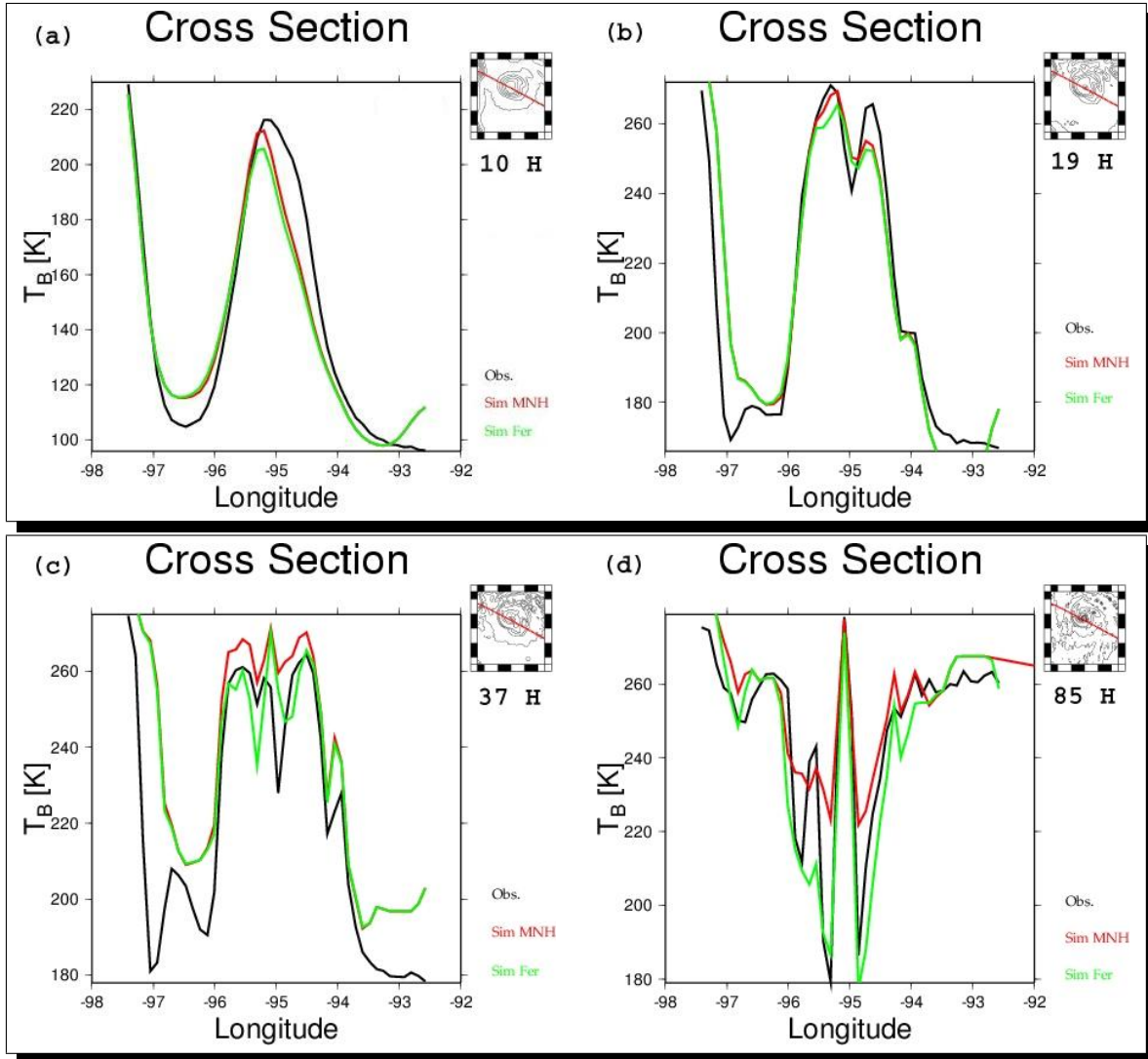


FIG. B.6: Superposition de coupes verticales le long des croix de coupes horizontales des figures des températures de brillance simulées suivent et observées à 10 GHz (a) et 19 GHz (b) le long d'un scan (115) de l'orbite #9967.